

**Федеральное агентство по образованию
Федеральное государственное образовательное учреждение
высшего профессионального образования
«Сибирский федеральный университет»**

УТВЕРЖДАЮ

Декан _____ факультета
_____/_____/_____
«_____» _____ 200__ г.

**УЧЕБНОЕ ПОСОБИЕ ПО ЛАБОРАТОРНЫМ
ЗАНЯТИЯМ ПО КУРСУ ЛИТОЛОГИЯ**

Дисциплина Литология и историческая геология
(наименование дисциплины в соответствии с ФГОС ВПО и учебным планом)

Укрупненная группа 130000 «Геология, разведка и разработка полезных ископаемых»
(номер и наименование укрупненной группы)

Направление 130300 «Прикладная геология»,

Специальность 130304 «Геология нефти и газа»
(номер и наименование направления, специальности)

Факультет Горно-геологический

Кафедра Геологии, минералогии и петрографии

Красноярск
2007

Учебное пособие для лабораторных и самостоятельных работ
по литологии для студентов очной и заочной форм обучения по направлению
130300 (650100) «Прикладная геология»
специальности 130304 (080500) «Геология нефти и газа»

Сост. Болдушевская Л.Н., ГОУ СФУ. – Красноярск, 2007. – 81с.

Оглавление

Тема 1. Породообразующие компоненты осадочных горных пород (4 часа).....	4
Тема 2. Структуры и текстуры осадочных горных пород (4 часа)	13
А. Текстуры осадочных пород	13
Б. Структуры осадочных пород.....	20
Тема 3. Основные типы осадочных горных пород (18 часов).....	38
3.1. Обломочные горные породы.....	38
Грубообломочные породы – псефитовые породы или псефиты, псефитолиты.	39
Песчаные породы (псаммиты)	41
Алевритовые породы.....	43
Схема комплексного описания обломочной породы:.....	43
3.2. Вулканогенно-осадочные породы.....	45
3.3. Глинистые породы - пелиты	46
3.4. Породы хемогенного и хемобиогенного происхождения	47
Железистые породы – ферролиты.....	48
Марганцевые породы – манганолиты.....	49
Глиноземистые породы – аллиты	51
Фосфатные породы.....	52
Кремнистые породы – силициты	53
Карбонатные породы.....	54
Соляные породы – эвапориты	61
Каустобиолиты	62
Тема 4. Методы обработки и представления литологических данных (4 часа).....	70
ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ИСКОПАЕМЫХ ФАЦИЙ.....	76
Список литературы.....	80

Введение

Настоящее пособие подготовлено в помощь студенту при изучении коллекций образцов и шлифов по курсу «Литология», большей частью рассматривает вопросы петрографии осадочных пород и состоит из четырех тем. Первая тема рассматривает основные компоненты осадочных пород, в особенности минералов. Прилагаются фотографии минералов, выполненные студентами во время изучения предмета. Вторая тема рассматривает структуры и текстуры осадочных пород, имеющих важное генетическое значение при литолого-фациальном анализе. Прилагаются зарисовки микроструктур из учебных изданий (Оникеенко С.К., 2003; Атлас текстур и структур осадочных горных пород, 1962). Третья тема рассматривает основные типы осадочных горных пород согласно классификации М.С.Швецова, их классификации, состав и последовательность определения и описания. Четвертая тема рассматривает методы обработки и представления литологических данных для целей нефтяной геологии.

Тема 1. Породообразующие компоненты осадочных горных пород (4 часа)

А) Минеральный состав.

Магматические породы сложены силикатными и алюмосиликатными минералами, образовавшимися в глубоких горизонтах земной коры и неустойчивыми на ее поверхности. Эти минералы содержатся в осадочных породах в небольших количествах или полностью отсутствуют в них - оливин, роговая обманка, альбит, анортит, биотит, магнетит, титаномагнетит, ильменит. Магматические минералы устойчивые в зоне осадкообразования – кварц, светлые слюды, натриево-калиевые и кислые плагиоклазы. В качестве аксессуарных минералов в осадочных породах могут присутствовать амфиболы, пироксены, гранаты, циркон, турмалин, монацит, дистен, ставролит, эпидот, топаз, рутил, лейкоксен, шпинель, флюорит, сульфиды. Эти минералы называют реликтовыми, аллохтонными, обломочными или терригенными, т.е. поступившими в осадочный бассейн с суши. Минералы собственно осадочного происхождения относятся к группе аутигенных, т.е. образовавшихся на месте в процессе осадконакопления. Это минералы глинистых пород и пород биогенного и химического происхождения. В отличие от минералов магматических пород, минералы осадочных пород представлены более простыми соединениями – окислы, гидроокислы, соли. Они включают группу кремнезема, карбонаты, глинистые минералы, гидроокислы железа, фосфатное вещество, гидроокислы алюминия, сульфаты, хлориты.

1) Группа кремнезема включает **опал, халцедон, кварцин, лютецит, аутигенный кварц**. Опал ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) в шлифе бесцветен, изотропен, имеет отрицательный рельеф, отлагается в морских водоемах, входит в состав многих кремнистых пород. Халцедон, кварцин, лютецит – SiO_2 -

представляют собой скрытокристаллические разновидности кварца. Образуют волокнистые агрегаты, розетки, сферолиты, бесцветные, голубоватые, желтоватые. Отличаются между собой некоторыми свойствами – у халцедона и кварца – прямое погасание, у лютецита – косое, у халцедона – отрицательное удлинение.

2) Группа карбонатов – имеют широкое распространение, наиболее часто встречаются кальцит и доломит, реже встречается сидерит, родохрозит, магнезит. Кальцит – CaCO_3 – образует неправильные зерна, прожилки, в шлифах б/цв или белый, может быть слабо окрашен за счет механических примесей. Характерна перламутровая интерференционная окраска высшего порядка. В известняках целиком сложенных кальцитом, зерна могут иметь неправильные извилистые очертания. Кальцит выпадает из растворов или является продуктом жизнедеятельности организмов. Доломит – $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ – бесцветный или белый, отличается от кальцита стремлением образовывать ромбоэдрические кристаллы, характерны высокие цвета интерференции. Порода, сложенная доломитом обычно имеет вид однородных по величине ромбоэдрических зерен. Иногда встречаются зерна с зональным строением. Сидерит отличается от кальцита и доломита бурой окраской и более высоким показателем преломления.

3) Глинистые минералы – относятся к водным алюмосиликатам. Каолинит $\text{Al}_4\{\text{Si}_4\text{O}_{10}\}(\text{OH})_8$ – бесцветный или слабозеленоватый, образует чешуйчатые веерообразные агрегаты. В тонкозернистых агрегатах изотропен. Монтмореллонит $(\text{K Na}, (\text{Mg}, \text{Fe})_2 \times (\text{OH})_2(\text{SiAl})_4\text{O}_{10} \times n \text{H}_2\text{O}$ – образует волокнистые, червеобразные агрегаты, бесцветный, желтоватый, имеет низкий показатель преломления. Гидрослюда $(\text{KH}_3\text{O})\text{Al}_2(\text{OH})_2(\text{SiAl})_4\text{O}_{10} \times n\text{H}_2\text{O}$ образует удлиненно-пластинчатые формы, бесцветна, иногда с желтоватым, зеленоватым, буроватым оттенком, показатель преломления выше, чем у каолинита. Глауконит $\text{K}(\text{Fe}, \text{Al}, \text{Mg})_2 \times (\text{OH})_2 (\text{AlSi}_3\text{O}_{10})\text{xnH}_2\text{O}$ – имеет ярко-зеленый цвет, характерен плеохроизм от зеленого до светло-желтого.

4) Хлориты – образуются на всех стадиях осадочного процесса (аутигенные), образуют листочки и чешуйки, характеризуются слюдоподобным обликом, низким двупреломлением, наличием аномальных индигово-синих цветов интерференции, зеленой и зеленовато-бурой окраски и ясным плеохроизмом.

5) Железистые минералы – пирит, марказит, гематит, гидроокислы железа непрозрачны в шлифах, в отраженном свете черного, красного, бурого цвета. Шамозит имеет плеохроизм от желтовато-зеленого до бледно-зеленого, положительный рельеф, низкое двупреломление. Гидроокислы железа – гетит, лимонит – изотропны.

6) Марганцевые минералы – окислы, гидроокислы, карбонаты – черные минералы, непрозрачные – псилломелан, пиролюзит. Манганит – темно-красно-бурый.

7) Гидроокислы алюминия – представлены диаспором, бемитом, гиббситом (гидраргилитом), бесцветные с положительным рельефом.

8) Группа фосфатных минералов – фторапатит, гидроксилapatит, франколит, даллит, курскит и др. В шлифах фосфатное вещество бесцветное, желтоватое. Темно-серая интерференционная окраска. Коллофан – изотропная разновидность фосфата кальция.

9) Сульфаты. Наиболее распространены гипс, ангидрит, целестин, барит. Гипс – в шлифах бесцветный, отрицательный рельеф, отрицательное удлинение волокон, наличие трещин спайности. Ангидрит – от гипса отличается положительным рельефом, более высокими цветами интерференционной окраски. Барит – бесцветный, желтоватый, прямое погасание, форма зерен – призматическая, таблитчатая.

10) Хлориды – галит, сильвин, карналлит. Галит – в шлифах бесцветный, изотропен, выражен рельеф слабо выражен. Сильвин – бесцветный, изотропен, имеет резко отрицательный рельеф. Обычно ксеноморфен. Карналлит – бесцветен, двуосный, часты полисинтетические и решетчатые двойники.

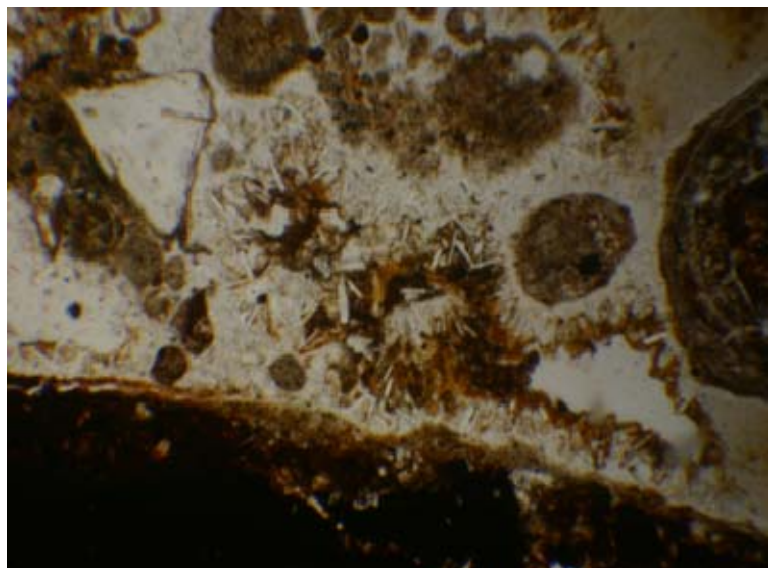
11) Цеолиты – продукты изменения эффузивных пород – бесцветные, правильной кристаллографической формы удлиненные кристаллы. Чаще всего в осадочных породах встречаются анальцит, филлипсит, гейландит, ломонтит, морденит.

Б) Органические остатки – обломки раковин, углистое и углеродистое вещество, битумы, фораминиферы, мшанки, диатомеи, водоросли и др.

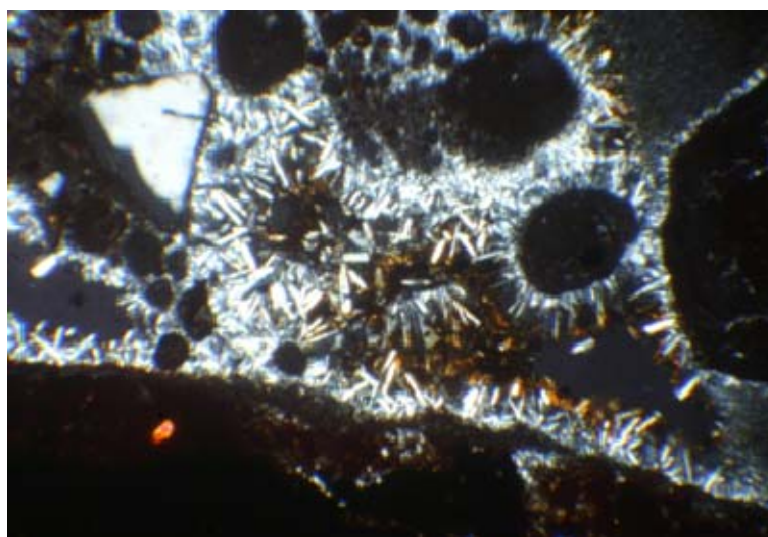
В) Вулканический материал – обломки вулканического стекла являются порообразующими или акцессорными компонентами осадочных пород и современных осадков. Обычно угловатые, остроугольные, разного размера, часто пузыристые, пронизаны газовыми каналами, иногда флюидальной структуры. Часть обломков стекла содержит вкрапленники кварца, полевого шпата, темноцветных минералов. В современных морских осадках поры и пустоты в обломках стекла могут быть выполнены глинистым веществом, глауконитом, цеолитами.

Во время лабораторного занятия студенты просматривают коллекцию шлифов, в конце занятия получают контрольные шлифы для самостоятельного определения минералов по оптическим свойствам.

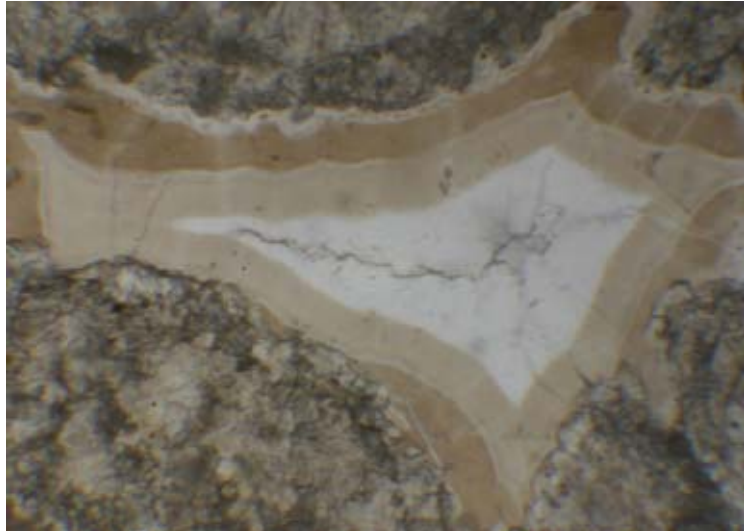
Микрофотографии некоторых минералов



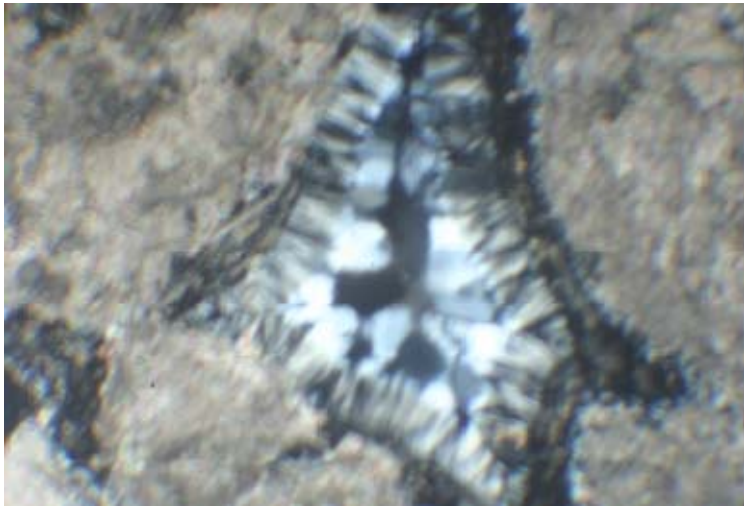
Гидраргилит (-)



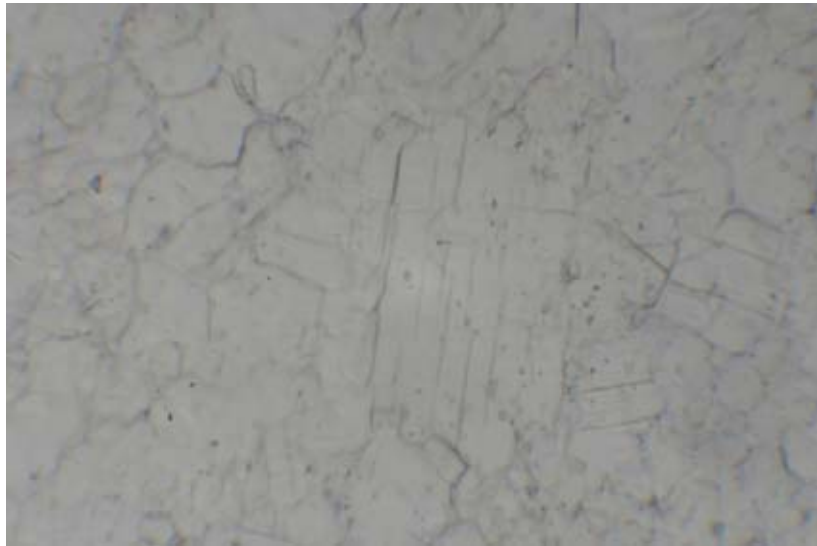
Гидраргиллит (+)



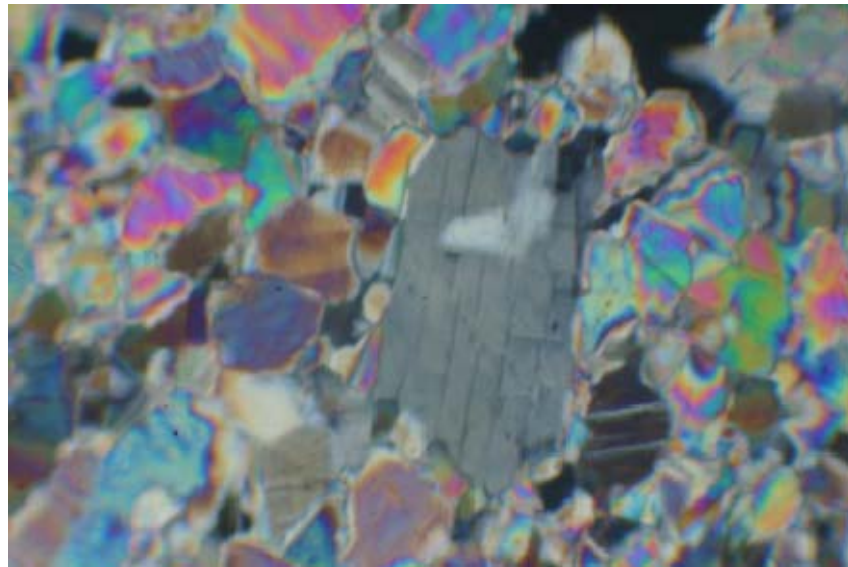
Халцедон (-)



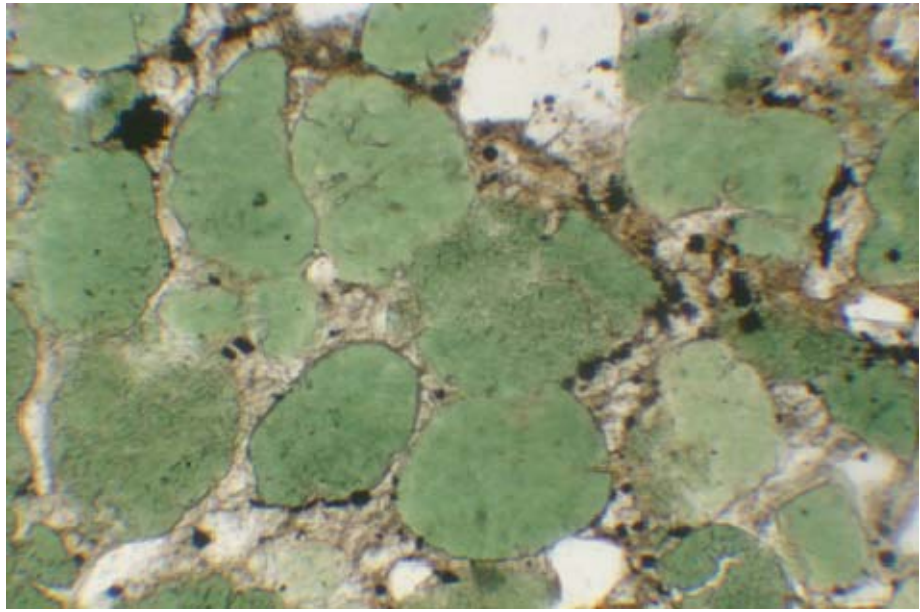
Халцедон (+)



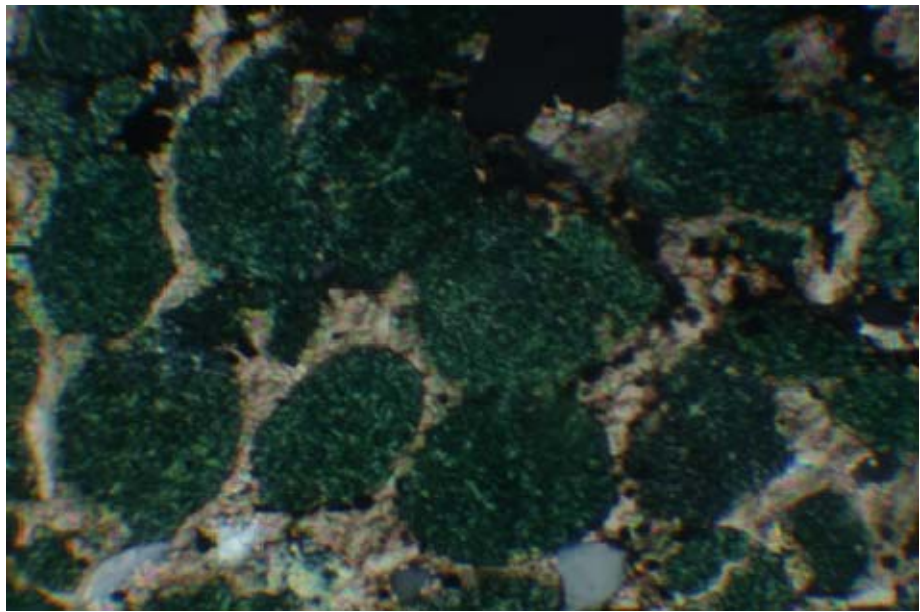
Ангидрит (-)



Ангидрит (+)



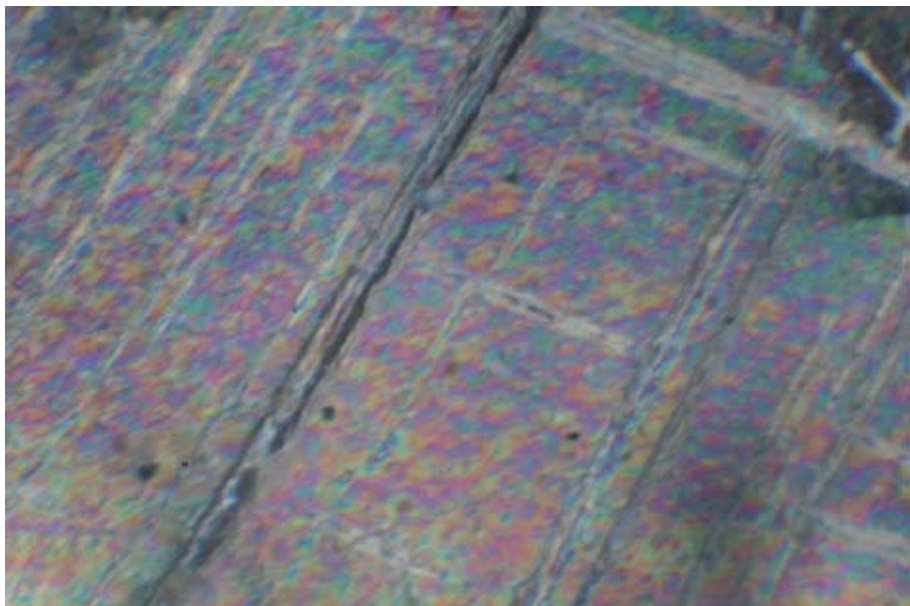
Глауконит (-)



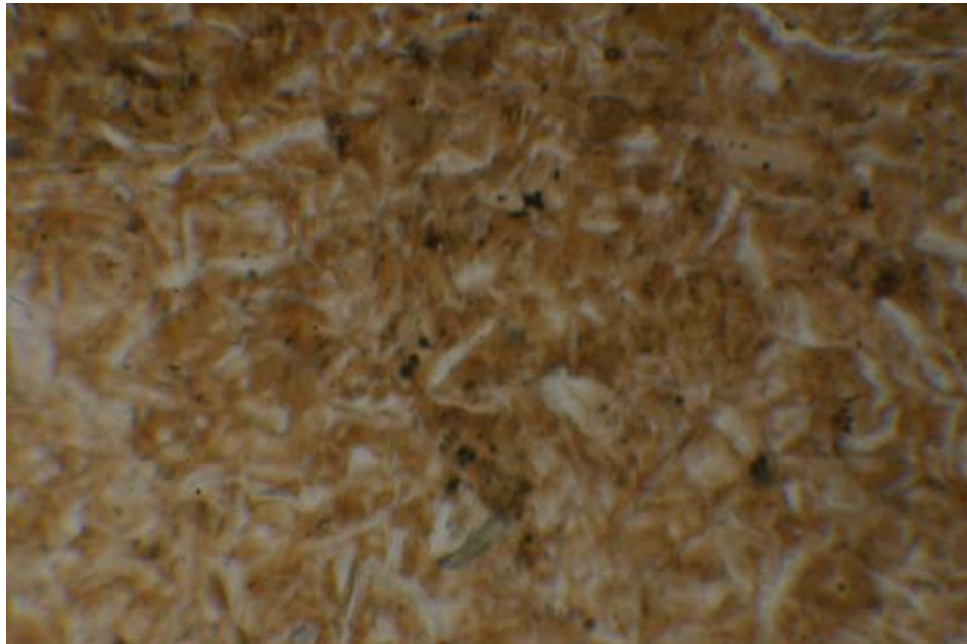
Глауконит (+)



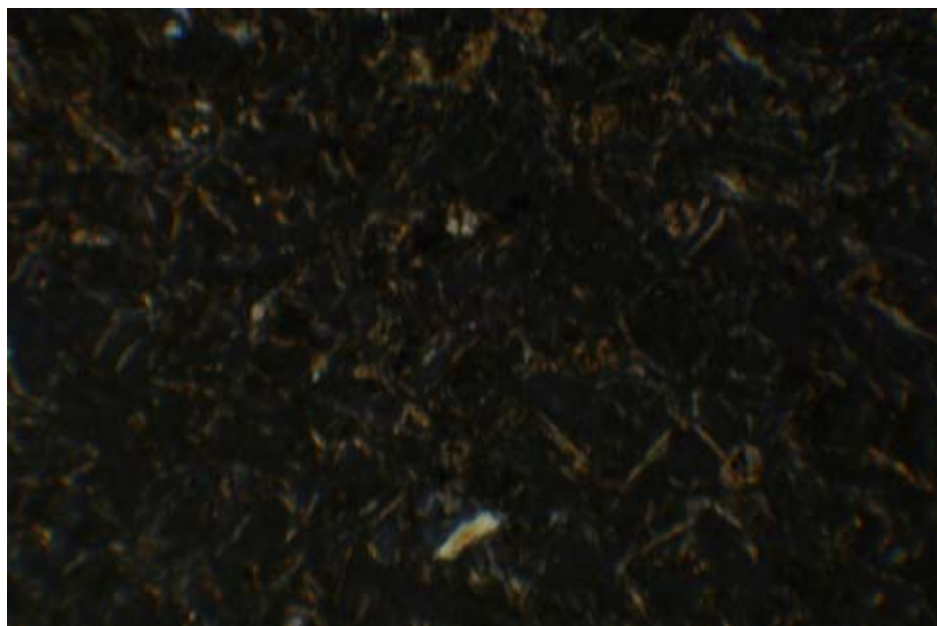
Кальцит (-)



Кальцит (+)



Монтмореллонит (-)



Монтмореллонит (+)

Тема 2. Структуры и текстуры осадочных горных пород (4 часа)

Текстуры и структуры относятся к числу важнейших признаков осадочных пород. Они позволяют восстановить условия и процессы накопления осадков, особенности формирования из них пород, дальнейшие их изменения. Текстуры в ряде случаев являются классификационными признаками и используются для определения правильного названия породы. Изучение структурно-текстурных особенностей осадочных пород имеет большое значение при поисках и разведке полезных ископаемых осадочного генезиса.

Во время лабораторных занятий студенты просматривают коллекции каменного материала и шлифов по структурам и текстурам осадочных пород, затем получают контрольные образцы для текстурного анализа и шлифы для определения микроструктур.

А. Текстуры осадочных пород

Текстуры поверхности напластования представляют собой характерные формы мелких и мельчайших неровностей, встречаются на верхних и нижних поверхностях пластов обломочных, глинистых, реже карбонатных и других осадочных пород. Некоторые виды текстур очень характерны и отражают условия образования пластов. Такие текстуры возникают на поверхности наслоения в процессе отложения или в ранних стадиях формирования еще не затвердевшего осадка, при взаимодействии его с движущейся водной или воздушной средой, при соприкосновении поверхности осадка с различными предметами, и т.п.

Знаки ряби представляют собой ряды хребтиков и впадин с весьма разнообразными размерами, формой и расположением, зависящими от тех условий, в которых они образовались. Знаки ряби чаще всего наблюдаются на поверхности песчаников, значительно реже - на поверхностях алевролитов, глин и известняков.

Различают знаки ряби, образовавшиеся в результате воздействия колебательного движения воды, течений и ветра.

Эоловая (ветровая) рябь (рис. 1а) асимметрична, характеризуется небольшой величиной гребешков и небольшой амплитудой. Длина волны обычно не превышает нескольких сантиметров. В отличие от ряби течений на гребнях песчинки часто грубее, чем в желобках.

Рябь течений (речных и морских) (рис. 1б) асимметрична, отличается значительной амплитудой, пологий склон ее падает против течения. Длина волны чаще всего не превышает нескольких сантиметров, но иногда может достигать и метровой величины.

Волновая рябь (рис. 1 в) характеризуется симметричным строением гребней. Она представляет собой ряды островерхих гряд, разделенных широкими ложбинами. Длина волны измеряется сантиметрами и десятками сантиметров. Волновая рябь возникает обычно на небольших глубинах (до 200м)

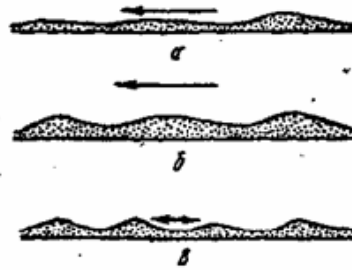


Рис. 1. Типы знаков ряби: а – эоловая рябь, б – рябь течений, в – волновая рябь.

Трещины усыхания (рис. 2) встречаются в ископаемом состоянии на поверхности глинистых, алевролитовых и карбонатных пород. Ширина и глубина трещин усыхания невелика (первые сантиметры, реже десятки сантиметров). Пересекаясь, трещины образуют неправильную полигональную сетку (трещины усыхания на поверхности такыров в пустынях и полупустынях). Трещины усыхания на поверхности пластов свидетельствуют об определенной палеогеографической обстановке - они указывают на выход осадка из-под уровня воды.

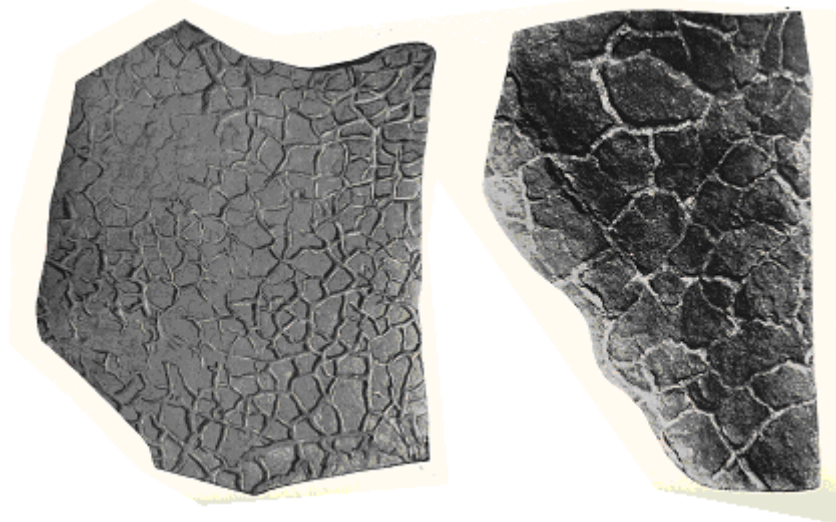


Рис. 2. Контротпечатки трещин усыхания на поверхностях алевролита и песчаника

Отпечатки кристаллов. На поверхности песчаников и карбонатных пород в ряде случаев наблюдаются слепки полостей или псевдоморфозы по кристаллам каменной соли, иногда в ископаемом состоянии сохраняются отпечатки игольчатых кристаллов льда, длина которых может достигать нескольких сантиметров.

Гиероглифы. Гиероглифами называют рельефные знаки на пластовых поверхностях, условия, образования которых не могут быть расшифрованы достаточно достоверно. Они обычно наблюдаются на нижних поверхностях пластов песчаников, крупнозернистых алевролитов или известняков, в подошве которых залегают относительно более рыхлые глинистые породы, и представляют собой слепки с углублений, возникших по той или иной причине на поверхности легко размывающихся глинистых осадков.

По генезису различают гиероглифы механического происхождения (механоглифы) и органического (биоглифы). К гиероглифам механического

происхождения относятся слепки борозд размыва, следы волочения по дну разных предметов, следы внедрения песчаного осадка в илистый. К биоглифам относятся следы деятельности донных организмов в виде бугорков неправильной формы, следы деятельности крабов, паледиктион (отпечатки водорослей, следы передвижения гастропод, червей, пелеципод и других организмов).

Глиптоморфозы каменной соли, льда (рис.3)– рельефные образования, возникшие во время образования осадков.



Рис. 3. Глиптоморфозы по кристаллам каменной соли на поверхности алевролита

Конкреции. Конкрециями называют аутигенные минеральные новообразования иного состава, чем порода, которая их включает. Размеры конкреций различны (обычно от нескольких сантиметров до одного метра, но иногда и более), форма - сферическая, овальная, линзовидная или неправильная. В образовании конкреций чаще всего принимают участие следующие минералы: кварц, халцедон, опал, кальцит, фосфаты, пирит, сидерит, гидроокислы железа, гипс. Внутреннее строение конкреций может быть концентрическим, радиально-лучистым или однородным зернистым. Конкреции образуются в результате локальной концентрации вещества в процессе формирования осадочной породы и при эпигенетическом ее преобразовании.

Следы капель дождя, града, пузырьков газа. На поверхности наслоения некоторых ископаемых алевролитов и глин наблюдаются луночки, морфологически сходные с современными отпечатками капель дождя. Отпечатки капель дождя указывают на континентальный характер отложений, позволяют различать верх и низ слоя. С отпечатками капель дождя сходны образования, возникающие в результате выделения пузырьков газа на поверхности илистого осадка. Отпечатки града и капель дождя представляют собой небольшие округлые углубления с приподнятым крутым краем.

Следы струй стекания и течения. В ископаемом состоянии иногда сохраняются слепки желобков форме валиков.

Внутрипластовые текстуры.

Слоистость. Слоем называется геологическое тело, имеющее более или менее однородный состав по простираению. Мощность слоя может изменяться в широких пределах, но она всегда значительно меньше его протяженности в длину и ширину. Один слой отличается от другого минеральным составом, окраской, размером зерен и др. Слоистость отражает особенности среды накопления осадков.

Слоистость крупного масштаба – при толщине слоев, измеряющихся метрами и сантиметрами, – называют макрослоистостью или просто слоистостью. В тех же пластах (например, в слоистых яшмах, в ленточных глинах, в слоистых диатомовых и других породах) может обнаруживаться тончайшая слоистость, измеряемая от долей миллиметра до десятков микронов, - так называемая микрослоистость. Слоистость подразделяется по толщине слоев (табл. 1).

Таблица 1

Классификация слоистости по толщине слоев

Пласты	Толщина слоя
Глыбовые или массивные	Более 50 см
Крупнослоистые	50-10 см
Среднеслоистые	10-2 см
Тонкослоистые	2 см – 0,2 мм
Листоватые или микрослоистые	Менее 0,2 мм

Морфология слоистых текстур обусловлена главным образом характером движения среды, из которой отлагался осадок. Выделяют три главных типа слоистости: горизонтальную, волнистую, косую. При отсутствии донных течений или сильных волнений формируется горизонтальная слоистость. В условиях волнений возникают разные формы волнистой слоистости. При поступательном движении фиксируются косослоистые серии типа речных потоков. Все эти типы слоистости могут чередоваться и образовывать более сложные формы.

- *горизонтальная слоистость* характеризуется чередованием слоев и слойков, параллельных плоскости напластования и между собой. В большинстве случаев горизонтальнослоистые текстуры образуются при выпадении осадка из взвеси в условиях устойчивого спокойного осаднения или в условиях режима придонных вод, близкого к ламинарному. При чередовании слоев выделяют ритмическую слоистость. Типичной разновидностью ритмической слоистости является ленточная слоистость, образующаяся в результате отложения сезонных (летних – песчаных или алевролитовых и зимних – глинистых) слойков. Совокупность двух соседних слойков образует ленту, отвечающую годовому циклу осадконакопления.

Горизонтальная слоистость свойственна отложениям различного генезиса: морским глубоководным, лагунным, тихих заливов, озерным, ледников-озерным, встречается в пойменных отложениях.

- *волнистая слоистость* в целом характеризуется наличием серий слойков, имеющих криволинейную выпукло-вогнутую форму. В разрезе эта слоистость имеет вид волны с полной амплитудой или частью ее. Волнистый тип слоистости может быть представлен разновидностями: пологоволнистой (рис.4), линзовидной, мульдообразной.



Рис. 4. Пологоволнистая слоистость в аргиллите подчеркнута благодаря окраске отдельных слойков органическим веществом. Озерные отложения.

- *косая слоистость* характеризуется сериями слойков, расположенных наклонно по отношению к границам почвы и кровли пласта. Формируется косая слоистость обычно в русловых отложениях. Она образуется здесь в результате передвижения вниз по течению песчаных валов. Если движение вала прекращается, на него начинает надвигаться (может быть, с некоторым размывом) новый песчаный вал. Налегание одного на другой песчаных косослоистых горизонтов, разделенных плоскостями размыва, дает в разрезе косослоистые серии. Различие в направлении падения косых слойков в косослоистых сериях отражает изменения направления потока. Слоистость подобного типа встречается иногда в отложении пойм. В этом случае косые слойки залегают более полого, расположение их менее правильное, а пачки слоев имеют большее протяжение. В мелководных участках морен и в озерах поступательное движение песчаных гряд осложняется их движением в обратном направлении, в результате чего образуется косая слоистость перекрестного типа. Косая слоистость может также формироваться временными течениями и воздушными потоками (эоловая слоистость).

При изучении форм слоистости учитывается вещественный состав пород, характер сортировки материала, степень его окатанности, наличие фауны и флоры, характер чередования пород в разрезе и мощности пластов, типы контактов, преобладающая ориентировка наклонов косой слоистости и галек, площадное распространение тех или иных признаков пород.

Градационная слоистость выражается в постепенном изменении размерности зерен в слое осадочной породы – от крупных внизу до тонких в верхней части слоя. Такая слоистость образуется в результате отложения кластического материала суспензионными потоками.

От слоистости следует отличать *пластовую отдельность* - способность породы раскалываться при выветривании (или механическом воздействии на нее) по определенным направлениям, называемым плоскостями отдельности, в зависимости от состава пород, в которых проявляется *пластовая отдельность*, образуются различные ее формы - в песчаниках и известняках обычно развивается параллелепипедная или кубовая отдельность, в глинах плитчатая. Пластовая отдельность возникает в результате внутренних напряжений сжатия, причиной которых является уплотнение осадка под воздействием давления вышележащих толщ.

Текстуры взмучивания и подводного оползания осадков. Слоистая текстура может быть нарушена взмучиванием осадка под влиянием внезапно появляющихся течений или волнений. Подводнооползневые текстуры (рис.5), складочки подводного оползания характеризуются нарушением первоначальной слоистости в результате оползания незатвердевших осадков на дне бассейна. Масштабы проявления оползневых деформаций различны, от гофрировки, измеряемой миллиметрами и сантиметрами, до крупных зон смятия, мощность которых достигает десятков и сотен метров, в первом случае подводнооползневая текстура представляет собой систему мелких, нередко опрокинутых в одну сторону складочек.

Текстуры взмучивания характеризуются своеобразным смятием, закручиванием и раздроблением тонких слоев, подвергшихся воздействию сейсмических толчков, сильного движения воды, роющих животных и др.



Рис. 5. Текстура, обусловленная подводным оползанием незатвердевшего осадка

Микроплойчатость возникает при сдавливании осадка или при изменении его объема в процесса превращения осадка в породу.

Микроплойчатость образуется в результате гидратации ангидрида с переходом его в гипс. При этом вследствие увеличения объема горной породы возникает смятие, характеризующееся мелкой сложной складчатостью с опрокидыванием складочек в разные стороны.

Пористая текстура. Пористость пород обусловлена наличием мелких пустот, занимающих пространство между отдельными зернами. Поры могут быть первичными и вторичными. Первичные зависят от формы и взаимного расположения составных частей пород. В процессе диагенеза, когда порода уплотняется и перекристаллизовывается, первичные поры уменьшаются, вплоть до исчезновения. Вторичная пористость связана с проявлением процессов выщелачивания на разных стадиях литогенеза, кластического метаморфизма, а также гипергенного преобразования пород.

Изучение пористости имеет большое практическое значение. Пористые породы могут служить коллекторами нефти и газа, подземных вод. При описании порового пространства необходимо обращать внимание на следующие признаки: наличие пор и их объем; особенности распределения пор в породе (равномерное или неравномерное); виды пор (первичные – межгранулярные, вторичные – каверновые и трещинные); форма пор (изометричная, овальная, каверновая, разнообразная); размер пор и трещин.

Стилолитовая и сутуровая текстуры.

Стилолитами называют шиповидные выступы слоя, вдающиеся иногда очень глубоко в соседний слой. Часто эти выступы покрыты тонкими глинистыми налетами. Образования этого типа являются одной из важных и широко распространенных вторичных макротекстур в карбонатных породах. Мелкой разновидностью стилолитов являются сутуры. Сутуры – неправильно мелкозубчатые линии, наблюдаемые в разрезах карбонатных слоев (рис.6).

Возникновение сутур и стилолитов связывается с неравномерным растворением карбонатной породы в условиях ее сдавливания под нагрузкой вышележащих толщ.



Рис.6. Сутуро-стилолитовая текстура

Фунтиковая текстура. Представляет собой систему вставленных друг в друга конусов. Вещество конусов имеет обычно гофрированное или плойчатое строение. Образования этого типа очень похожи на органические остатки. Фунтиковая текстура встречается почти исключительно в тонких прослоях известняка, залегающих среди глинистых пород. Возникновение этой текстуры связывают с эпигенетической перекристаллизацией кальцита, происходящей под воздействием давления вышележащих толщ.

Биогенные (фукоидные) текстуры образуются в результате жизнедеятельности червей-илоедов, а также различных ракообразных, моллюсков и брахиопод. Обычно эти текстуры характеризуются наличием разнообразной формы ходов и норок.

Массивная текстура характеризуется беспорядочным, неориентированным расположением отдельных составных частей породы.

Б. Структуры осадочных пород

Под структурой осадочных пород понимается совокупность внешних признаков строения, определяемых размерами, формой, характером поверхности частиц и количественными взаимоотношениями всех компонентов породы.

По форме и виду компонентов различают структуры вулканогенно-осадочных, обломочных, хемогенных, органогенных и глинистых пород. Структуры пирокластических пород определяются наличием обломков вулканического стекла. По наличию обломков пород и минералов делается вывод о том, что порода относится к обломочной. Структуры пород хемогенного происхождения определяются по наличию кристаллических, аморфных, оолитовых, сферолитовых агрегатов минералов. Структуры пород органогенного происхождения определяются по наличию животных или растительных остатков. Структуры глинистых пород характеризуются наличием тонкодисперсных пелитовых частиц глинистых минералов.

Структуры вулканогенно-осадочных пород

В основу систематизации структур вулканогенно-осадочных пород, так же как и обломочных положены признаки:

- абсолютные размеры обломков
- состав обломков и их форма
- соотношения между компонентами породы

1. Структуры, обусловленные величиной обломков. Среди вулканических туфов и туффитов различают:

Глыбово-агломератовая структура для пород с размером обломков более 200 мм;

Агломератовая структура – от 50 до 200 мм;

Липиллиевая структура – от 2,0 до 50 мм;

Псаммитовая структура – от 0,05 до 2,0 мм;

Алевритовая структура – от 0,005 до 0,05 мм;

Пелитовая структура - с размером частиц менее 0,005 мм.

2. Структуры, обусловленные составом обломков и их формами.

В пирокластическом материале присутствуют следующие компоненты:

- обломки вулканического стекла – витрокласты;
- обломки кристаллов минералов – кристаллокласты;
- обломки эффузивных пород – литокласты.

В соответствии с этим выделяют следующие структуры вулканических туфов:

Витрокластическая структура,

Кристаллокластическая структура (рис.8) и

Литокластическая структура.

Обычны туфы смешанного состава и тогда выделяют **кристалло-витрокластические структуры, кристалло-лито-витрокластические структуры** (рис.7), **ксено-витрокластические структуры** и другие.

Кристаллокласты, как правило, угловаты, литокласты комковаты, витрокласты псаммитовой и алевритовой размерности представлены осколками вулканического стекла рогульчато-крючковато-серповидной формы. Структура, обусловленная сочетанием таких форм, получила название - **пепловая структура** (рис.9).

3. Структуры, обусловленные соотношениями между компонентами породы.

В эту группу входят структуры нормальных обломочных пород, образованные с участием вулканогенного материала, например **витрокласто-пойкилитовая** структура известняка, в аллотриоморфном агрегате которого в виде включений рассеяны витрокласты.

Узоры деформации частиц игнимбритов образуют игнимбритовую структуру (псевдофлюидальную).

Игнимбритовая структура показана на рис. 10, здесь плотная масса пластично деформированных пепловых частиц «обтекает» обломки кристаллов.

Фьямме-структура встречаются, когда в породе присутствуют обломки витрокластического материала пламевидной формы.

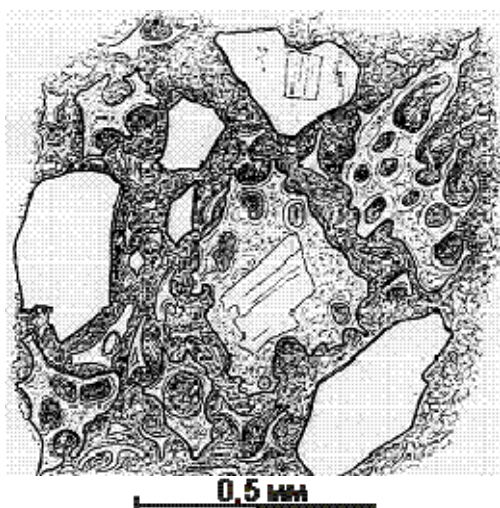


Рис. 7. Кристалло-лито-витокластическая структура

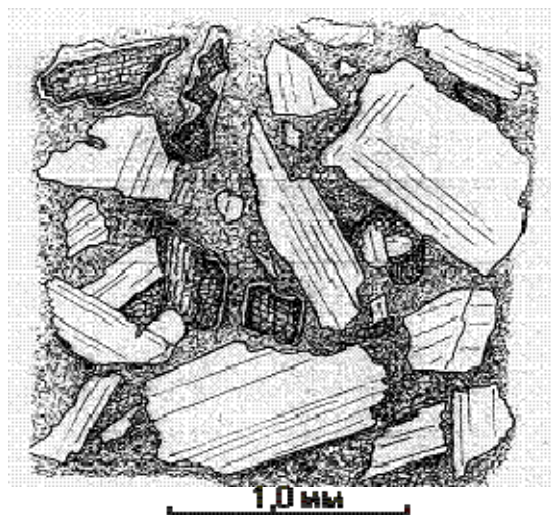


Рис. 8. Кристаллокластическая структура



Рис. 9. Пепловая структура. Туф

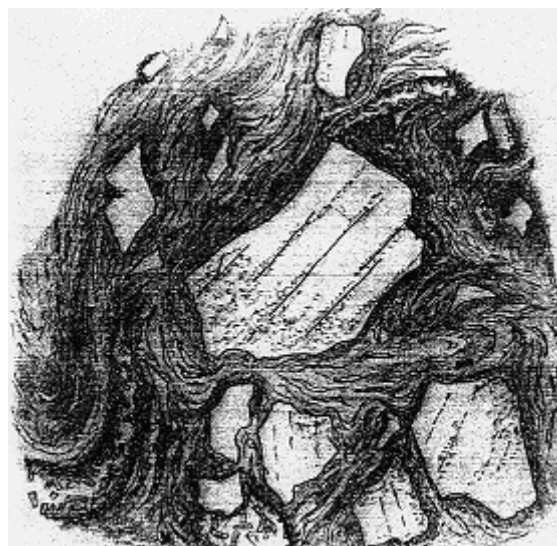


Рис. 10. Игнимбитовая структура

Структуры обломочных пород

В строении обломочных пород принимают участие две группы структурных компонентов с независимой друг от друга историей возникновения и развития их вещества. Первую определяющую группу представляет собственно обломочная часть породы. Размер обломков, их форма, взаимное расположение, состав, внутреннее строение определяют наименование структуры и название обломочной породы. Вторую группу составляет цементирующая часть породы, которая является фоном для первой и играет важную роль в качественных характеристиках пород.

Таким образом, при исследовании обломочных пород и их структур необходимо детально изучать размеры, степень окатанности обломочного материала; конфигурацию, очертания и взаимное расположение обломков и цемента, а также особенности строения цементирующего материала.

1. Размер обломков зависит от интенсивности процессов разрушения, от длительности и способов транспортировки обломочного материала до места отложения. В зависимости от размера обломочного материала выделяются следующие структуры (табл.2):

***Псефитовая структура,
Гравелитовая структура,
Псаммитовая структура,
Алевритовая структура,
Пелитоморфная структура.***

Таблица 2. Классификация обломочных пород и структур

Структура	Размер зерен, мм	Наименование осадочной породы			
		рыхлые		сцементированные	
		окатанные	неокатанные	окатанные	неокатанные
Псефитовая (грубообломочная)	200 и более	валуны	глыбы	валунный конгломерат	глыбовые брекчии
	200- 10	галечники	щебень	конгломерат	брекчия
	10-2	гравий	дресва	гравелит	дресвелит
псаммитовая (песчаная)	2- 0,5	пески грубозернистые		песчаники грубозернистые	
	0,5-0,25	пески крупнозернистые		песчаники крупнозернистые	
	0,25-0,1	пески среднезернистые		песчаники среднезернистые	
	0,1-0,05	пески мелкозернистые		песчаники мелкозернистые	
алевритовая	0,05-0,005	алевриты		алевролиты	
пелитовая	менее 0,005	глины		аргиллиты	

2. Форма обломочных частиц разнообразна и обусловлена процессами транспортировки и воздействия окружающей среды. Форма обломков оказывает влияние на фильтрационно-емкостные свойства породы, при ее изучении следует обращать внимание на окатанность и сферичность частиц, а также на особенности конфигурации и очертаний обломков.

По степени окатанности выделяют (рис. 1) оскольчатую (а), угловатую (б), полуокатанную (в), окатанную (г) формы обломочных зерен. Окатанность обломков приобретает в процессе транспортировки. Она определяется механическими свойствами обломков, расстоянием транспортировки, характером перемещения, средой переноса и отложения. Обломочные частицы могут переноситься во взвешенном состоянии, перекачиванием, волочением и другими способами.

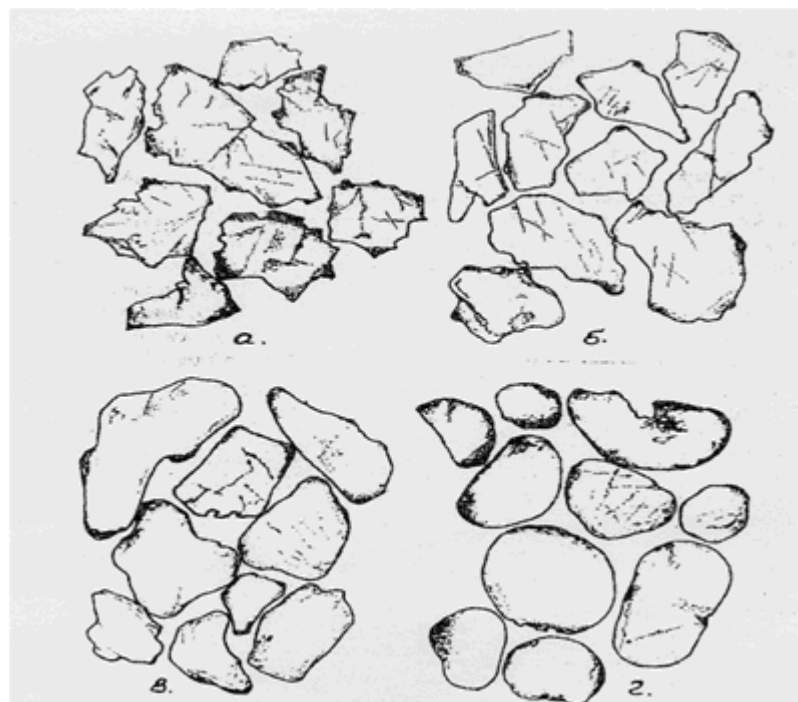


Рис. 11 Форма обломочных зерен по степени окатанности.

Оскольчатая (а), угловатая (б), полуокатанная (в), окатанная (г) формы обломочных зерен

Кроме окатанности необходимо отмечать степень сферичности зерен, т.е. их изометричность, удлиненность или уплощенность.

3. Строение и структуры цемента. При описании обломочной породы обычно выделяют обломочные зерна и цемент. Под названием «цемент» принято понимать содержащийся в обломочной породе аутигенный или тонкообломочный материал, скрепляющий между собой более крупные зерна. Принято особенности строения цементирующего материала рассматривать отдельно от обломочного материала. Если обломочный материал определяет собой характер исходной породы, рельефа, климата, направленности процессов выветривания, то цемент отражает физико-химическую обстановку образования породы. Структуры цемента нужно рассматривать по степени кристалличности, по соотношению обломков и цементирующего материала, по особенностям его внутреннего строения. Прочностные свойства сцементированных обломочных пород в значительной степени определяются также соотношением обломочного и цементирующего материала, типом цементации и строением цемента. Количество цементирующего материала может варьировать в породе в широких пределах - от единиц до нескольких десятков процентов. Чем больше цементирующего материала, тем прочнее цементация породы. По вещественному составу выделяют цемент мономинеральный и полиминеральный.

Среди мономинеральных цементах отмечаются кальцитовый, фосфатный, опаловый, гидрогетитовый, доломитовый, кварцевый, халцедоновый, глауконитовый, гипсовый цементы.

Полиминеральными цементами являются, кроме прочих, глинистые цементы (сложенные, как правило, не одним, а несколькими глинистыми минералами).

А. По степени кристалличности цемента выделяют следующие структуры:

Аморфная структура цемента

Кристаллическая структура цемента

Обломочная структура цемента

Фитодетритовая структура цемента

Аморфный цемент обычно мономинеральный, чаще всего он сложен опалом или фосфатом. Кристаллические цементы образуют кальцит, гипс, кварц и некоторые другие минералы. На рис.19 показана обломочная структура цемента в аркозовом среднезернистом песчанике. Здесь цементацию обломков создает тонкообломочная полевошпат-кварцевая масса за счет плотного срастания частиц. Фитодетритовая структура часто встречается в углистых песчаниках и алевролитах, где цемент состоит из обломков углефицированной растительной клетчатки (детрита), образующей плотную фитодетритовую массу.

Б. Структуры, обусловленные распределением цемента в межобломочном пространстве:

Контактная структура цемента (структура соприкосновения) - цементирующего вещества в породе очень мало и он развит лишь в местах соприкосновения обломков, поры остаются незаполненными (рис.12)

Структура пленочная или корковая - количество цемента по сравнению с массой обломков невелико (обычно менее 10 % всего объема породы). Цементирующий материал покрывает тонким слоем все обломки, связывая их между собой; часть поровых пространств между зернами остается незаполненной (рис.13)

Структура выполнения пор - количество цементирующего вещества колеблется в значительных пределах в зависимости от объема поровых пространств породы (рис.14)

Базальная структура цемента - обломки заключены в цементирующем материале (составляющем от 30 до 50 % всей массы породы). Обломки не соприкасаются друг с другом (рис.15)

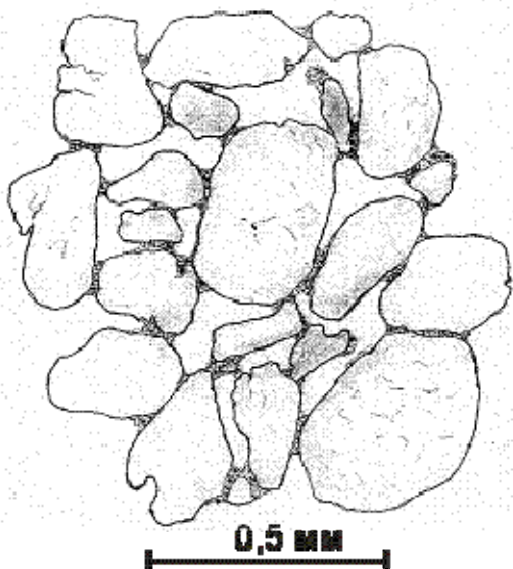


Рис.12. Контактная структура цемента

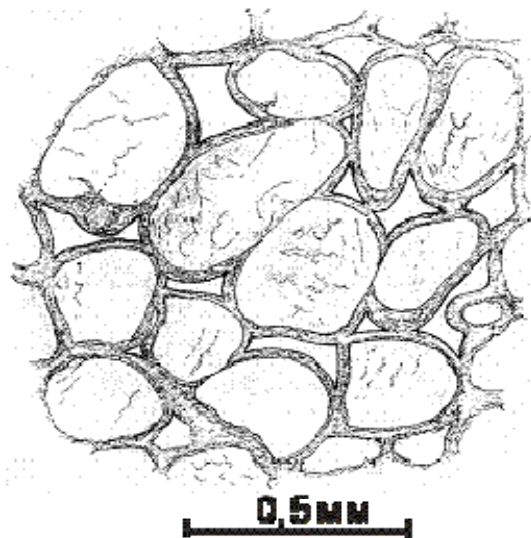


Рис. 13. Пленочная структура цемента

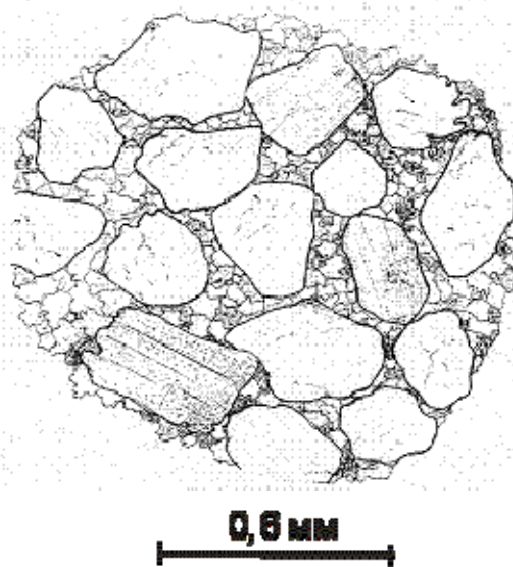


Рис.14. Структура выполнения пор

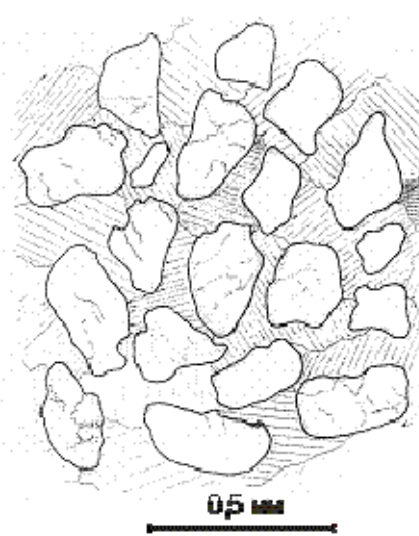


Рис. 15. Базальная структура цемента

Цементирующий материал может быть распределен в породе равномерно или неравномерно, в последнем случае в одной и той же породе на различных ее участках наблюдаются различные типы цементации (например, базальный и поровый).

4. Структуры, обусловленные взаимоотношениями между обломочной и цементирующей частью породы.

В этой группе структур выделяются следующие:

Структура и цемент обрастания (крустификационный) - цементирующее вещество обрастает обломочные зерна тонкой корочкой. Оптическая ориентировка обломочных зерен и кристаллов цементирующего вещества различна (рис. 17,18).

Структура и цемент регенерации наблюдается в случае разрастания обломочных зерен. Состав обломочных зерен и цемента одинаков (чаще всего это кварц). В случае заполнения цементирующим материалом всех поровых пространств образуется плотная «сливная» порода.

Пойкилитовая структура (пойкилитовый цемент) - слагается минералами (гипс, кальцит и др.), образующими крупные кристаллы, включающие в себя несколько обломочных зерен (рис. 16)

Коррозионная структура (коррозионный цемент) характеризуется частичным разъеданием обломочных зерен и замещением их цементирующим материалом.

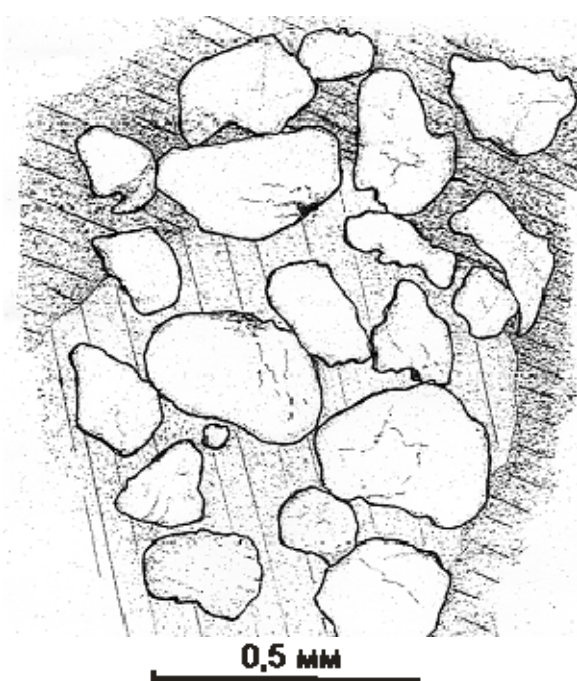


Рис. 16. Пойкилитовая структура цемента

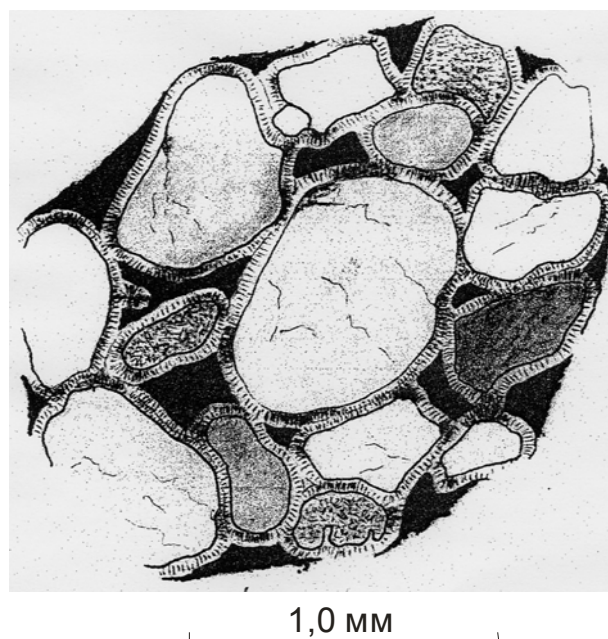


Рис. 17. Структура обрастания

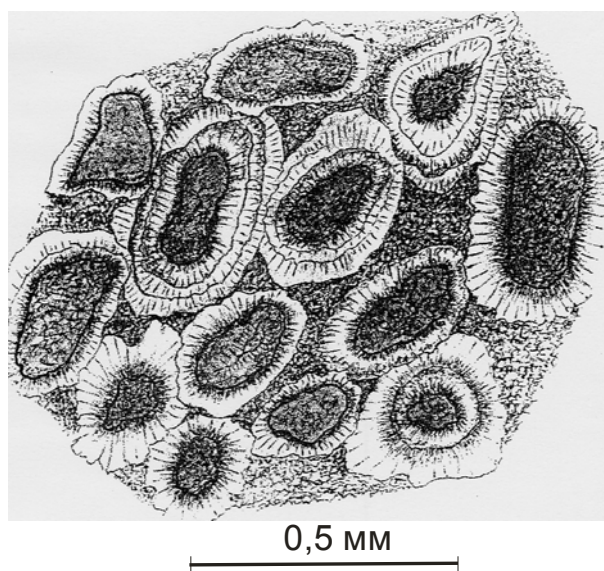


Рис. 18. Структура обрастания

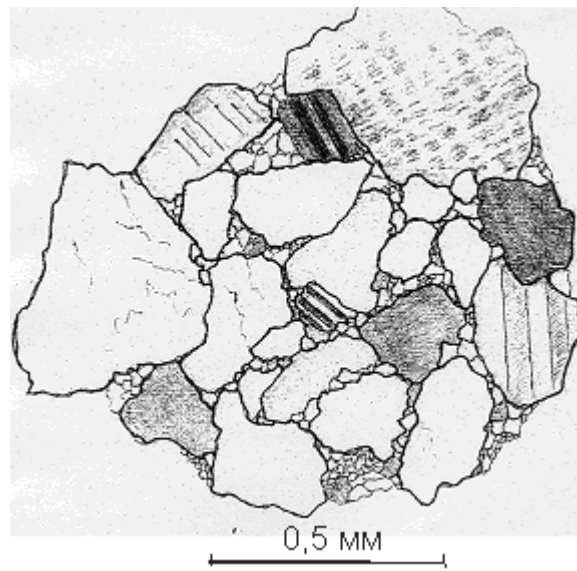


Рис. 19. Обломочная структура цемента

5. Структуры, обусловленные взаимоотношениями между обломками или «цементация вдавливания»

Форма обломочных зерен изменяется в процессе эпигенеза в результате их частичного растворения или, наоборот, регенерации, а иногда также и деформации под воздействием давления вышележащих толщ и ряда других факторов. Общая тенденция эпигенетических структурных изменений выражается обычно в максимальном сближении обломочных зерен, что приводит к уплотнению породы и уменьшению ее пористости. Подобные структуры образуются в результате частичного растворения минеральных зерен, а иногда и их пластической деформации, сопровождающейся изменением строения кристаллической решетки.

Наиболее распространены следующие вторичные эпигенетические структуры:

Конформная структура - обломочные зерна изменяют свои первоначальные очертания таким образом, что форма каждого зерна приспособляется к форме соседних, к нему примыкающих (в неизменных осадочных породах обломочные зерна обычно соприкасаются в отдельных точках) (рис. 20).

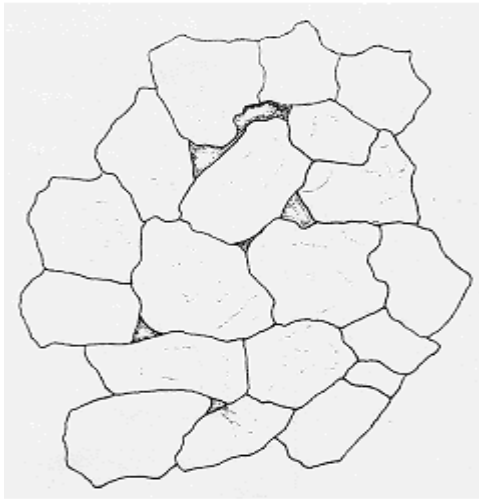
Инкорпорационная структура - обломки, сохранившие свою первоначальную форму, частично внедряются в другие обломки, которые меняют очертания соответственно внедрившихся в них частиц (рис. 21).

Микростилолитовая структура - характеризуется взаимным проникновением, обломочных зерен по сложной зубчатой сутурной границе (рис. 22).

Регенерационная структура - возникает в том случае, когда обломочные зерна разрастаются за счет аутигенных каемок того же минерала. При регенерации происходит восстановление правильных кристаллографических очертаний минерала-обломка за счет вещества среды соответствующего состава. Оптическая ориентировка обломков и каемки регенерации одинакова. Например, часто распространено восстановление обломка кварца за счет кремнистой составляющей раствора (рис. 23).

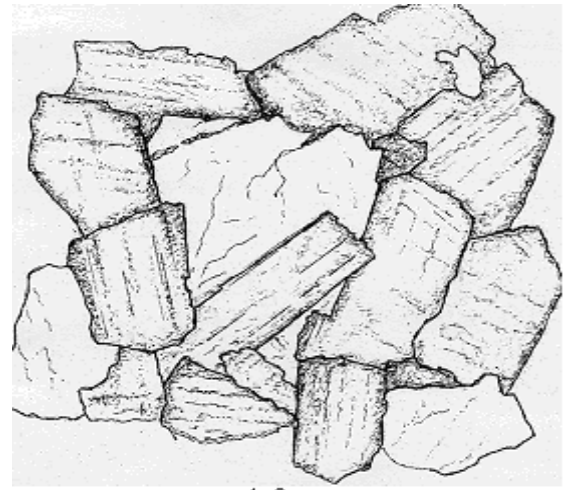
Коррозионная структура - характеризуется тем, что цементирующий материал не только выполняет промежутки между зернами, но и, внедряясь в них, заполняет впадины, возникшие в результате растворения или замещения обломочных зерен, т.е. при коррозии происходит неравномерное растворение обломков в окружающей среде, в результате чего она приобретает извилистые или зигзагообразные очертания. Наиболее интенсивно коррозия идет по направлению мкротрещин, спайности, по неоднородностям (рис.24).

Крустификационная структура – характеризуется обрастанием обломка кристаллизующимися за счет среды минералами того же или отличного состава (рис. 25). Крустификационная оболочка стремится придать первичному обломку более сферичную форму.



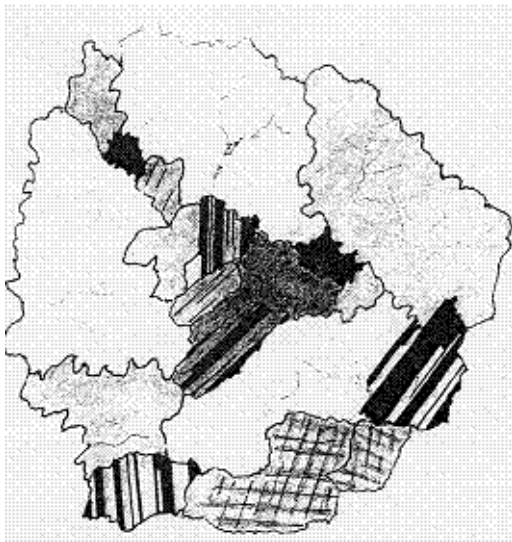
0,5 мм

Рис. 20. Конформная структура



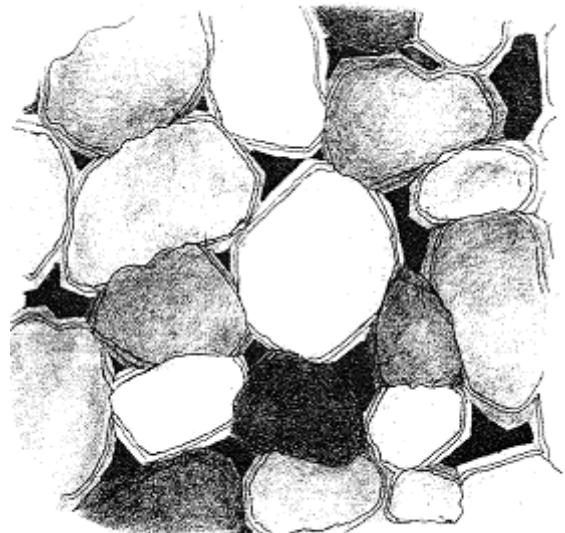
1,0 мм

Рис. 21. Инкорпорационная структура



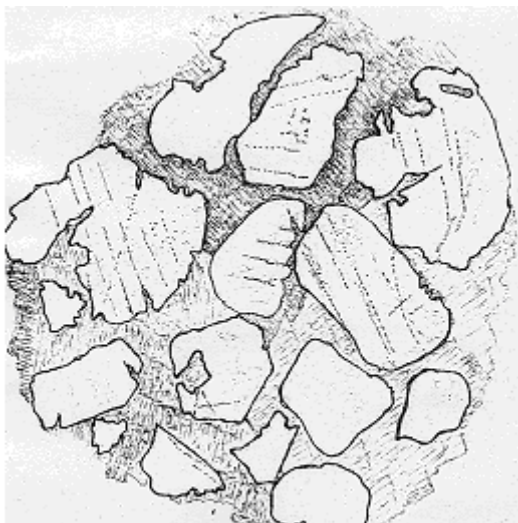
0,5 мм

Рис. 22. Микростилитовая структура



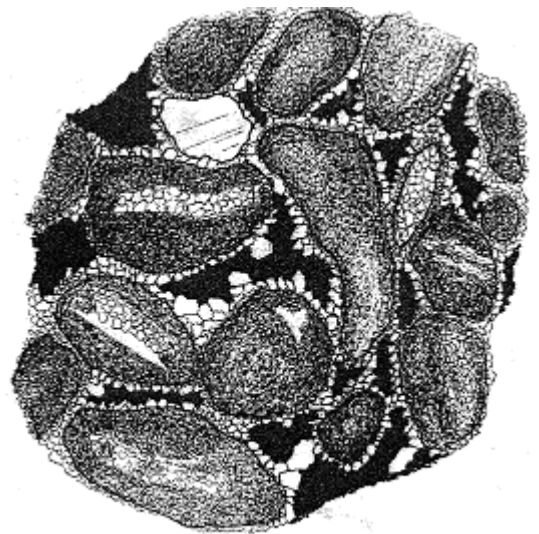
0,6 мм

Рис. 23. Регенерационная структура



1,0 мм

Рис. 24. Коррозионная структура



1,0 мм

Рис. 25. Крустификационная структура

Структуры глинистых пород

В основу классификации структур глин положен их гранулометрический состав, специфической особенностью этих пород является очень малый размер глинистых минералов (обычно не превышающий 0,005 мм), порода, состоящая исключительно из глинистых минералов, характеризуется *пелитовой структурой*. Наличие в глинах обломочной примеси делает необходимым выделение *алевропелитовой, псаммопелитовой* и смешанных структур.

Пелитовая структура характерна для пород, состоящих преимущественно (не менее 90-95%) из частиц размером мельче 0,005 мм.

Алевропелитовая структура свойственна глинам, содержащим примесь обломочных зерен (размером 0,01-0,1мм) в количестве 5-50%.

Псаммопелитовая структура отличается от алевропелитовой более крупным размером (от 0,1 до 1 мм) обломочных зерен.

Если алевроитовые и песчаные частицы присутствуют в глине в равных или в почти равных количествах, возникают структуры смешанного типа: псаммоалевропелитовая и алевропсаммопелитовая.

Брекчиевидная и конгломератовидная структуры характеризуются наличием угловатых, округлых или овальной формы обломков глины, сцементированных глинистым веществом. Породы с подобной структурой образуются в результате местного размыва глинистого, осадка и последующей его цементации в процессе диагенеза.

Реликтовая структура характерна тем, что в породе наблюдаются контуры частиц, за счет разложения которых образовались глинистые минералы.

Разновидностью ее является пепловая структура монтмориллонитовых глин, образовавшихся за счет разложения пирокластического материала.

Фитопелитовая структура свойственна глинистым породам, в тонкодисперсной массе которых рассеяно значительное количество растительных остатков различной степени сохранности.

При изучении глин в шлифах обычно отмечают определенные разновидности микроструктур основной глинистой массы, выделенные на основании различного расположения чешуйчатых глинистых частиц и неодинаковой их оптической ориентировки. Чаще всего наблюдаются следующие микроструктуры:

Псевдоаморфная структура - глинистая масса имеет тонкодисперсное строение и почти не действует на поляризованный свет.

Чешуйчатая структура - глинистая часть породы сложена разнообразноориентированными чешуйками глинистых минералов.

При вращении столика микроскопа наблюдается агрегатная поляризация.

Ориентированная структура - характеризуется наличием агрегатов глинистых частиц с одинаковой оптической ориентировкой.

При скрещенных николях все поле зрения или значительные его участки погасают одновременно как один кристалл.

Спутанно-волоконистая структура - в скрещенных николях наблюдается беспорядочное переплетение тонких волокон, поочередно погасающих и просветляющихся при вращении столика микроскопа.

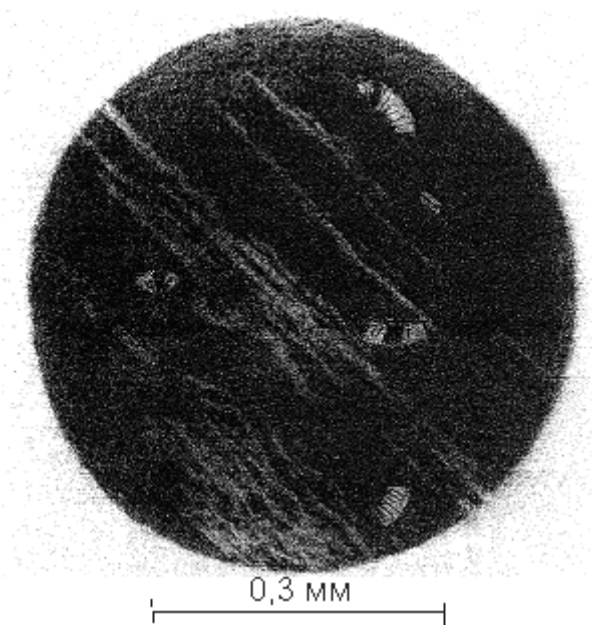


Рис. 26. Скрытокристаллическая структура (линейноориентированная). Сухарная глина. В изотропной основной массе сгруппированы чешуйки каолинита.

Структуры хомогенных и биохомогенных пород

Наиболее важными структурными признаками для хомогенных пород являются степень кристалличности, размер и форма кристаллов. Они обусловлены кристаллизацией осадка из раствора и зависят как от свойств самих минералов, так и от условий их возникновения и роста. Рекомендуется давать характеристику структур по комплексу признаков.

А. По степени кристалличности выделяются аморфные и кристаллические структуры. Аморфная структура не обнаруживает кристаллического строения. **Кристаллические структуры** обнаруживают присутствие кристаллов, зернистых образований.

Б. По абсолютному размеру зерен выделяют структуры (табл. 3)

Таблица 3.

Классификация структур химических и биохимических пород по размеру зерен

Размер зерен, мм	Структура
более 1	Грубозернистая (макрокристаллическая)
1 - 0,25	Крупнозернистая
0,25-0,1	Среднезернистая
0,1 -0,05	Мелкозернистая
0,05 - 0,01	Микрозернистая (тонкозернистая, пелитоморфная)
0,01 -0,0001	Афанитовая
менее 0,0001	Колломорфная
Разные	Неравномернозернистая

В. Структуры, обусловленные мерой совершенства форм кристаллов.

Способность минералов в ходе своего формирования приобретать свойственные им кристаллографические ограничения определяется кристаллизационными особенностями самих минералов и физико-химическими параметрами среды минералообразования.

Идиоморфная (панидиоморфная) структура возникает при благоприятном сочетании вышеперечисленных факторов и наблюдается в породах, состоящих из зерен правильной кристаллографической формы, т.е. большинство обломков ограничено собственными гранями.

Гипидиоморфная структура – обломки минералов имеют частично свои собственные формы, а в основном они оконтурены поверхностями соприкосновения (рис.27);

Аллотриаморфная (ксеноморфнозернистая) структура возникает в неблагоприятных для кристаллизации условиях, когда формируются агрегаты, сложенные зернами, лишенными собственных

кристаллографических ограничений. Эта текстура характерна для пород, в которых преобладающая часть зерен имеет неправильную форму (рис.28).

Колломорфная структура - характеризуется тем, что порода макроскопически однородна, но при значительном увеличении видно, что она состоит из минеральных частиц сферической или неправильной изометричной формы, прошедших при своем образовании коллоидную стадию. Наиболее часто встречаются колломорфные выделения глауконита, опала, фосфатных и некоторых других минералов.

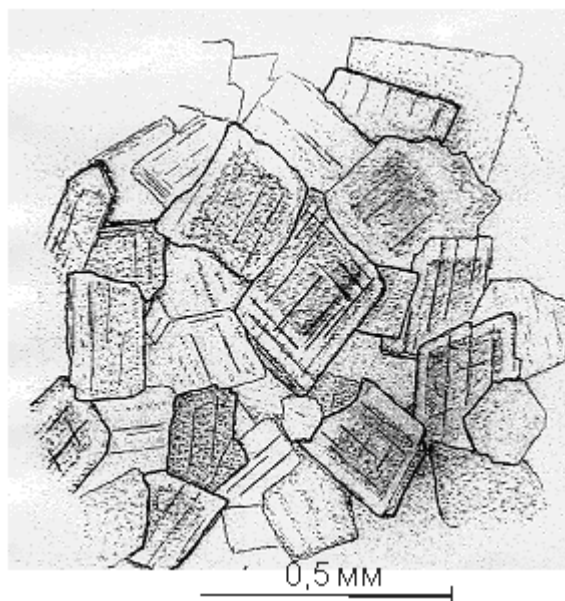


Рис. 27. Панидиоморфная структура.
Доломит

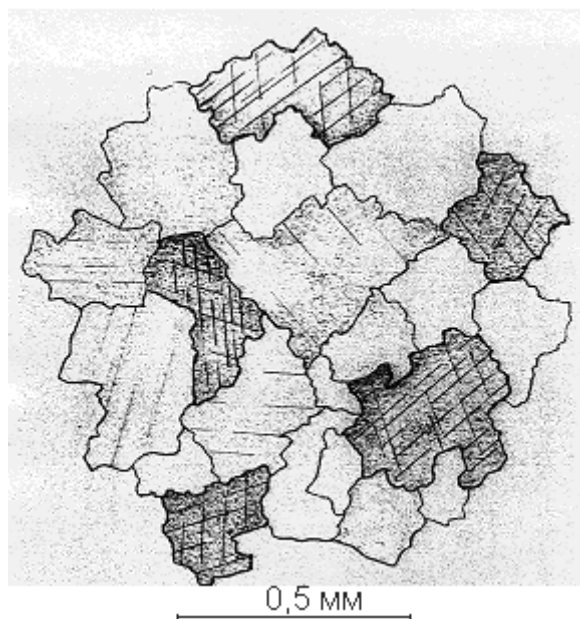


Рис. 28. Аллотриоморфная структура.
Известняк

По особенностям условий роста агрегатов в породах химического происхождения выделяются такие минеральные образования, как оолиты и сферолиты, возникающие в результате концентрации вещества и его отложения вокруг какого-либо центра кристаллизации. Наиболее часто оолитовая и сферолитовая структуры встречаются в карбонатах, фосфатах, железистых и алюминиевых породах.

Оолитовая структура образована минеральными образованиями округлой или эллипсоидной формы, характеризующиеся концентрически-слоистым строением. (рис. 31) Размеры оолитов - от долей мм до 2 мм. Более крупные округлые образования называют – пизолитами.

Псевдооолитовая структура образуется округлыми пелитоморфными образованиями, в которых отсутствует концентричность слоев (рис. 32).

Сферолитовая структура. Сферолиты - кристаллические агрегаты, состоящие из тонких игольчатых кристаллов, расположенных радиально вокруг центра кристаллизации (рис. 29). В скрещенных николях в сферолите виден черный крест, ветви которого параллельны нитям окуляра и не меняют своего положения при вращении столика микроскопа.

Глобулярная структура встречается в породах хемогенного происхождения (рис. 33). Глобули – шаровидные комочки равномернозернистых частиц, образующих плотную массу. На рис. 34 показана пойкилитовая структура в доломитовом ангидрите. Порода сложена крупными кристаллами ангидрита, на фоне которых в виде включений отмечаются более мелкие идиоморфные кристаллы доломита.

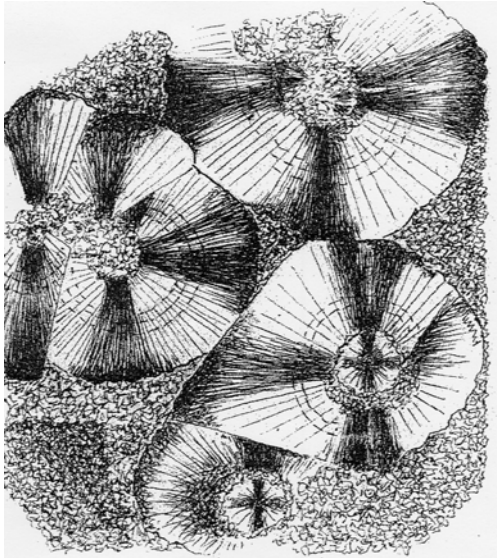


Рис. 29. Сферолитовая структура.
Кремень халцедоновый

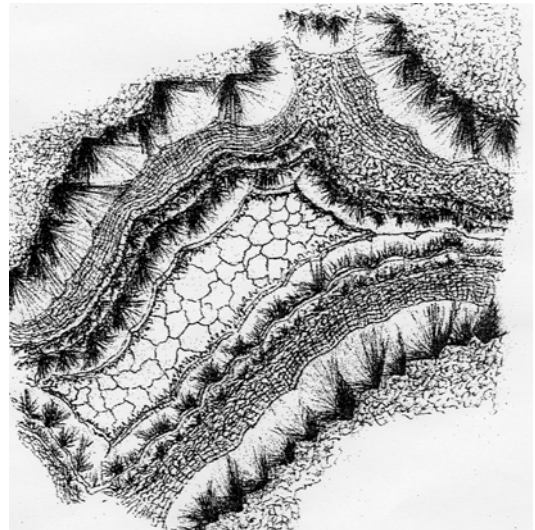


Рис. 30. Аксиолитовая структура
(зональная)

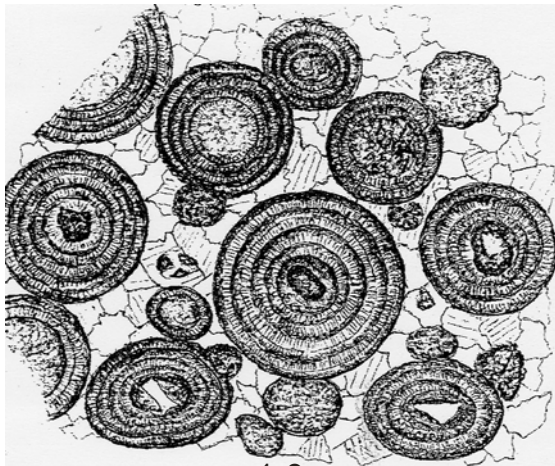


Рис. 31. Оолитовая структура.

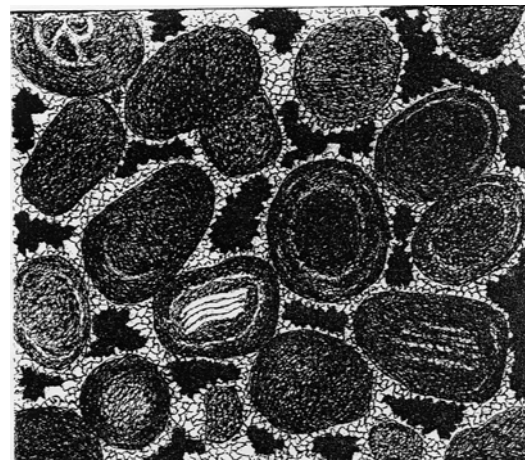


Рис. 32. Псевдооолитовая структура.

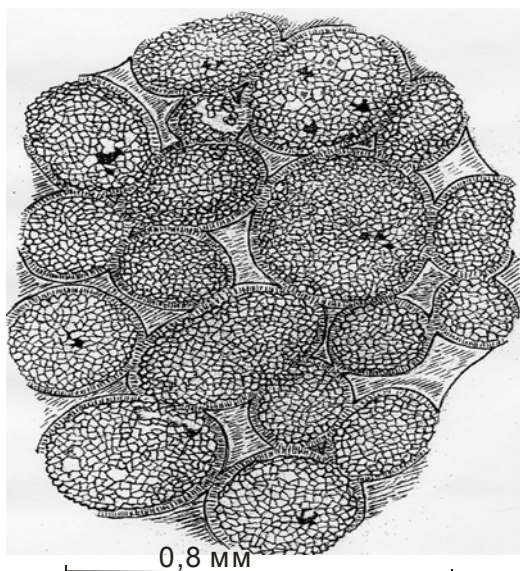


Рис. 33. Глобулярная структура.
Глобулы доломита в гипсовом цементе

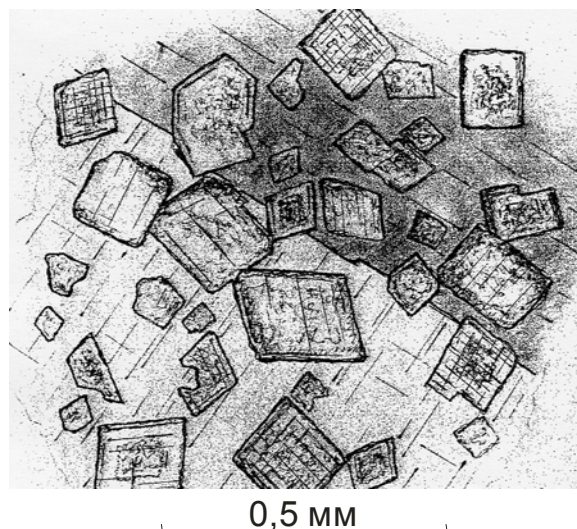


Рис. 34. Пойкилитовая структура.
Доломитовый ангидрит

В хемогенных породах, формирующихся в бассейнах на этапе седиментации, содержится, как правило, чуждый, ксеногенный материал в виде обломочных частиц, остатков организмов. Когда содержание этих компонентов превышает 5 % объема породы, то выделяют сложные структуры промежуточного ряда. Например, при содержании обломочных частиц в пелитоморфном материале в количестве от 5 до 50 %, то выделяют псаммопелитоморфные структуры, пспммоалевритопелитоморфные и другие структуры. Они характерны для песчанистых и алевролитистых известняков и доломитов. При присутствии биогенного материала выделяют зоопелитоморфные и фитопелитоморфные структуры.

В соляных породах внутри кристаллов отмечается присутствие газовых и газо-жидких включений, формирующих пневмо-зональную структуру.

Пневмо-пелито-зональная структура в шлифе из образца каменной соли показана на рисунке 35. Здесь пневматолитические образования представлены пузырьками газа, зонально сгруппированными вместе с пелитовыми частицами по граням роста, а также газово-жидкими включениями субкубической формы.

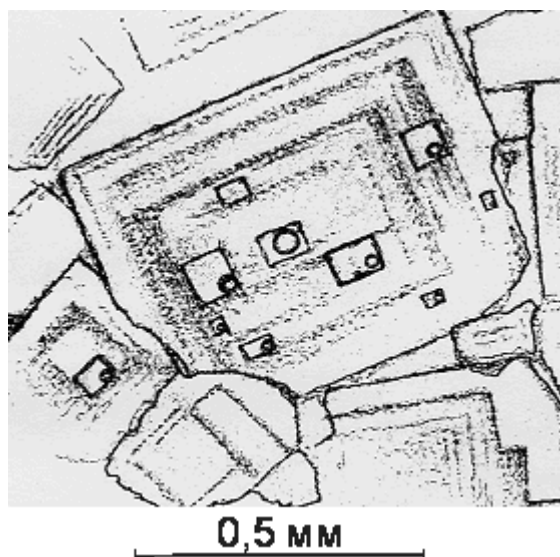


Рис. 35. Пневмопелито-зональная структура. Каменная соль

Структуры органогенных пород

Эти структуры характеризуются сочетанием остатков организмов, играющих часто роль обломков и скрепляющего их цемента. Рассматривают органогенные структуры по степени сохранности остатков и выделяют биоморфные структуры и детритусовые.

Биоморфная (цельнораковинная) структура характеризуются наличием хорошо сохранившихся остатков растительного или животного происхождения. Систематическая принадлежность скелетных остатков определяет наименование структур и уточняет наименование пород. Например, нуммулитовый известняк имеет нуммулитовую структуру.

Детритусовая структура характеризуются наличием реликтовых, частично разложившихся, разрушенных или раздробленных скелетных образований организмов. Здесь выделяют структуры:

- органогенно-детритовую (порода сложена обломками раковин)
- органогенно-обломочную (обломки раковинок окатанные)

По абсолютному размеру структурных элементов (раковин, панцирей, их обломков) различают:

- макро-раковинные (макродетритовые) структуры, если размеры частиц превышают 10 мм;
- крупно-раковинные (крупно-детритовые), если их размеры от 2,0 до 10,0 мм;
- средне-раковинные (средне-детритовые), от 0,1 до 2,0 мм;
- микро-раковинные (микро-детритовые) структуры, если размер частиц менее 0,1 мм

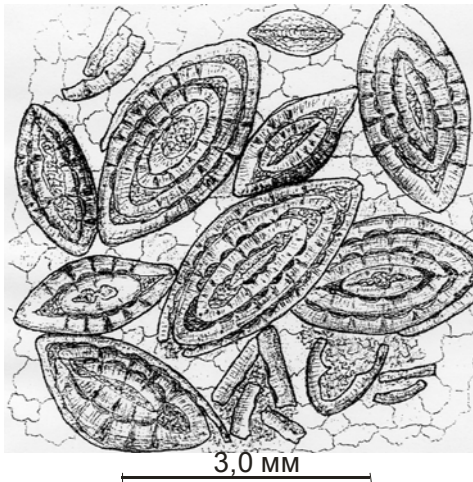


Рис. 36. Нумуллитовая структура

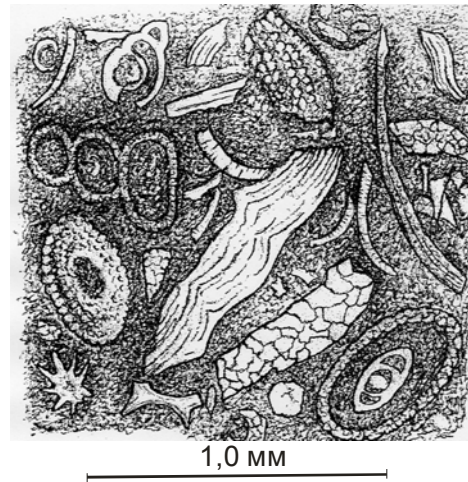


Рис. 37. Зоогенная структура. Известняк

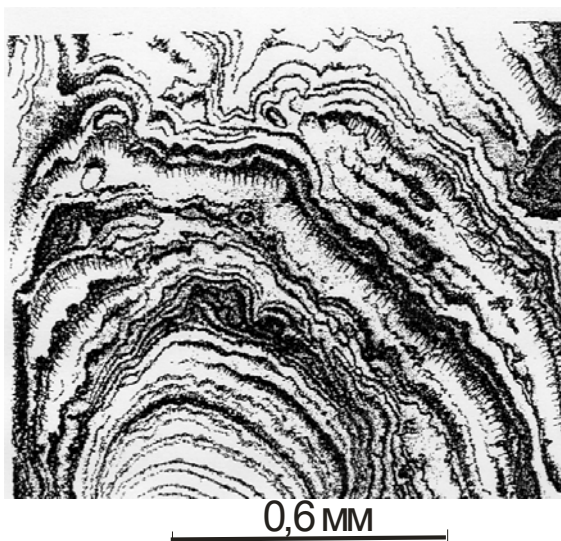


Рис. 38. Строматолитовая структура.
Известняк

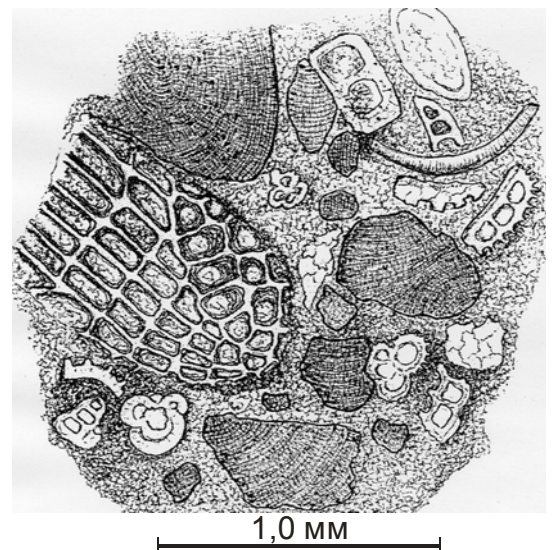


Рис. 39. Фито-зоогенная структура

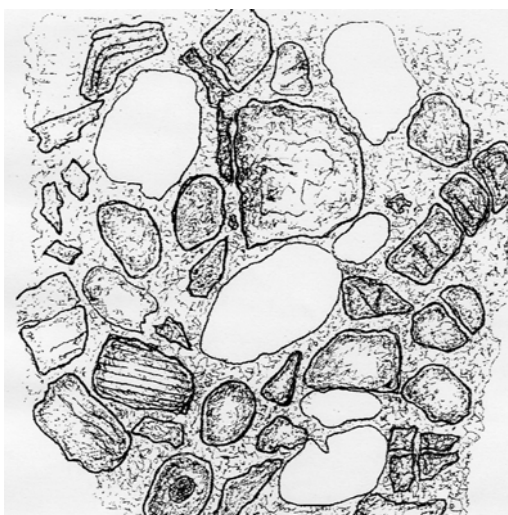


Рис. 40. Биокластическая структура.
Фосфорит с обломками костей рыб

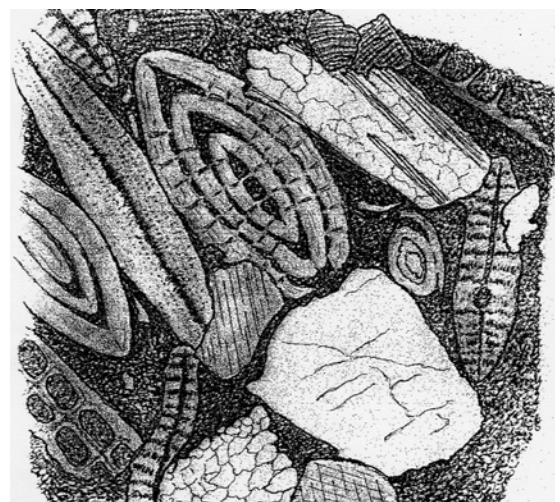


Рис. 41. Псаммо-биомирмовая структура.
Известняк биогенный песчанистый

Список рекомендуемых дополнительных литературных источников для изучения структур и текстур осадочных пород

1. Атлас текстур и структур осадочных горных пород/под редакцией А.В.Хабакова. М., Госгеолтехиздат, 1962
2. Логвиненко Н.В. Петрография осадочных пород. М., «Высшая школа», 1974
3. Оникеев С.К. Структуры осадочных пород. М., МГГУ, 2003
4. Швецов М.С. Петрография осадочных пород. М., Госгеолтехиздат, 1948

Тема 3. Основные типы осадочных горных пород (18 часов)

3.1. Обломочные горные породы

Обломочные горные породы, их называют еще кластическими, терригенными. Они отличаются преобладанием обломочных компонентов (аллотигенного материала), существовавших до образования осадка и попавших в него в результате выветривания материнских пород.

В обломочных породах важным является гранулометрический состав, который определяет физические свойства, и принимается за основу классификации этих пород. Изучение гранулометрического состава породы проводят путем разделения слагающих ее зерен на классы (фракции) по крупности и установления процентного содержания каждой фракции.

Гранулометрический анализ в шлифах проводится для сцементированных пород измерением размеров обломков и определения их процентного содержания.

В основу классификации обломочных пород положен размер частиц, наличие цемента и минеральный состав.

По размеру обломков обломочные породы разделяются:

- грубообломочные (псефитовые) – диаметр более 2 мм
- песчаные (псаммитовые) – диаметр 2-0,05 мм
- пылеватые – алевритовые – диаметр – 0,05-0,005 мм
- глинистые – пелитовые – диаметр – менее 0,005 мм

В каждой структурной группе выделяются породы рыхлые и сцементированные. В грубообломочных породах учитываются также форма обломков.

Обломочные породы разделяются по составу основных компонентов обломочной части:

- полиминеральные (полимиктовые) – породы состоят из обломков разных минералов и пород
- олигомиктовые – порода сложена обломками двух различных минералов или пород.
- мономинеральные (мономиктовые) – состоят на 90 % из обломков одного минерала или породы.

Грубообломочные породы – псефитовые породы или псефиты, псефитолиты.

Псефиты представляют собой продукты физического выветривания. В отличие от песков и песчаников они сложены чаще обломками пород, а не минеральными зернами.

Рыхлые – гравий, галька, щебень

Цементированные - гравелиты, конгломераты, брекчии

Наиболее распространены полиминеральные разности псефитовых пород. В обломках мономиктовых конгломератов находятся лишь гальки наиболее устойчивых горных пород, например, кварцитов, кремней и эффузивов кислого состава.

Название обломков псефитовой размерности приведены в таблице 4. Классификация псефитолитов по размеру обломочного материала, окатанности обломков, их содержанию и проявлению цементации отражена в табл. 5. Ультрагрубые обломочные породы, с размером обломков более 10 м, называемые мачинитами, относятся к следующему уровню организации материи. В эту группу не следует включать вулканические, тектонические и даже карстовые брекчии.

Таблица 4. Название обломков псефитовой группы и их размеры

Обломки		Размер	Подразделения по размеру
Неокатанные	Окатанные		
Утес, мачина	нет	> 10 м	Не произведено
Глыба	Глыбовый валун	1-10 м	Мелкие (1-5 м) Крупные (5-10 м)
Отлом, блок	Валун	10-100 см	Мелкие (10-25 см) Средние (25-50 см) Крупные (50-100 см)
Щебневый	Галька	1-10 см	Мелкие (1,0-2,5 см) Средние (2,5-5 см) Крупные (5-10 см)
Дресвяный	Гравийный	2-10 мм	Мелкие (2-5 мм) Крупные (5-10 мм)

Таблица 5. Классификация псефитолитов по размеру, окатанности обломков, их содержанию и проявлению цементации по В.Н. Шванову, 1997 (* *A* - обломки псефитового размера)

Размеры, см		0,2 – 1,0	1,0-10,0	10-100	100-1000	> 1000
Частицы	Неокатанные	Дресвяные	Щебневые	Отломы (блоки)	Глыбы	Утесы, мачины
	Окатанные	Гравийные	Галька	Валуны	Глыбовые валуны	
Породы	Идиолитические <i>A</i> * < 500%	Рыхлые	Дресва, гравий	Щебень, галечник	Скопление отломов (блоков), валунов	-
		Цементированные	Дресвяник гравелит	Брекчия, конгломерат	Отломовая (блоковая) брекчия, валунный конгломерат	-
	Микститы <i>A</i> = 10÷50 %	Дресвяный и гравийный микстит	Щебневый, галечный микстит	Блоковый, валунный микстит	Глыбовый, глыбово-валунный микстит	Утесовый микстит, мачинит (саксит)
Группы пород	<i>A</i> = 10 % и более	Крупнообломочные		Грубообломочные	Утесовые или мачиниты	

Структуры грубообломочных пород – псефитовые, псаммопсефитовые с различной структурой цемента.

Текстуры – массивные, слоистые, брекчиевидные.

Цемент, как правило, песчано-глинистый, иногда известковый, кремнистый, железистый.

Псефитовые породы встречаются в отложениях разного возраста, образуются обычно вблизи горных сооружений.

При изучении грубообломочных пород большое значение имеет макроскопическое изучение, особую роль играют полевые исследования, дающие представление об условиях залегания. В лабораторных условиях определяют структурный тип породы, ее вещественный состав, форму и характер поверхности обломков, состав и строение цементирующего материала.

В названии псефитовой породы указывается минеральный состав обломков, их размер, тип и состав цемента. Например, микрокварцевая щебневая брекчия с кремнистым цементом.

Конгломераты – сложены сцементированными обломками, состоящими из окатанных обломков, размером более 2 мм.

Определение генетического типа конгломератов:

Речные – отличаются плохой сортировкой, прибрежно-морские отличаются лучшей сортировкой. Ледниковые (моренные) конгломераты имеют весьма разнородный гранулометрический состав и чаще всего представляют собой смесь валунно-галечного, песчаного и глинистого материала.

Морские и озерные конгломераты отличаются наличием грубой параллельной слоистостью. Аллювиальные и водно-ледниковые конгломераты могут иметь линзовидную и косую слоистость.

Брекчии – сцементированные породы, сложены неокатанными обломками. Встречаются значительно реже, чем конгломераты, не образуют выдержанных по простиранию и мощных пластов.

Переходные формы между брекчиями и конгломератами называются конгломерато-брекчиями, которые состоят из окатанных и неокатанных обломков (пролювий).

Гравелиты и дресвяники – сцементированные породы с размером обломков 2-10 мм. Гравелиты сложены окатанными, дресвяники – угловатыми обломками. Эти породы редко образуют мощные толщи, обычно слагают отдельные пачки, слои, линзы.

Появление в разрезе грубообломочных пород может быть связано с региональными перерывами, или временным оживлением эрозионной деятельности. В геотектоническом плане – на платформах конгломераты и брекчии слагают небольшие толщи, а в геосинклинальных областях образуют толщи мощностью сотни и тысячи метров.

Грубообломочные породы используются в строительном, дорожном деле, в цементирующем веществе некоторых конгломератов встречается золото, урановые минералы, платина, алмазы и другие россыпные минералы.

При изучении грубообломочных пород важное значение имеет макроскопическое изучение. Схема описания грубообломочной породы: 1) название породы, 2) тип слоистости, 3) массивность, плотность, излом, 4) цвет породы, 5) структура по крупности и форме зерен, 6) трещиноватость, 7) включения, прожилки. 8) окатанность обломков, 9) состав обломков и цемента, 10) вторичные изменения, 11) прочие признаки.

Песчаные породы (псаммиты)

К песчаным породам относят **пески** (рыхлые) и **песчаники** (сцементированные).

По размеру частиц пески и песчаники разделяются на:

Крупнозернистые – 2,0-0,5 см

Среднезернистые – 0,5-0,25 см

Мелкозернистые – 0,25-0,05 см

Гранулометрический состав песчаных пород – определяется путем рассеивания на стандартном наборе сит и подсчета зерен различной размерности.

Песчаные породы состоят из обломочных и аутигенных минералов.

Обломочные – кварц, ПШ, слюды, глауконит, обломки пород, слюды.

Второстепенные и аксессуарные минералы песчаных пород чаще всего представлены магнетитом, ильменитом, цирконом, рутилом, гранатом, турмалином, апатитом, эпидотом. Иногда могут встречаться пироксены, амфиболы, дистен, силлиманит, корунд.

Аутигенные минералы слагают цемент песчаников и по минеральному составу цемент может быть глинистым, карбонатным, крмнистым, железистым. Многие песчаники содержат примесь органического вещества, углистого или битуминозного.

В химическом отношении песчаные породы характеризуются высоким содержанием кремнезема.

Основные компоненты обломочной части песчаных пород, по которым они классифицируются, – это кварц, полевые шпаты, обломки прод.

Мономинеральные пески и песчаники – кварцевые, полевошпатовые, глауконитовые.

Олигомиктовые – кварц-полевошпатовые, глауконит-кварцевые.

Полиминеральные песчаные породы представлены аркозами и граувакками.

В составе мономинеральных и многих олигомиктовых пород обычно преобладает кварц – до 80-99%. Встречаются песчаники состоящие на 80-97 % из полевого шпата, есть песчаники состоящие на 90 % из глауконита.

Аркозовые песчаники – представляют собой продукты разрушения гранитов и гнейсов, содержат полевого шпата более 25 %, присутствуют обломки пород, цемент чаще всего представлен гидрослюдами, каолинитом, карбонатами.

Граувакка или граувакковый песчаник– полимиктовый песчаник, состоящий из обломков различных пород и подчиненного количества минеральных зерен. Характерна слабая окатанность обломков и плохая сортировка по гранулометрическому составу. Цемент разнородный, полимиктовый. Структура неравномернозернистая. Текстура беспорядочная или грубослоистая. Цементом служат глинистые минералы, а также продукты изменения обломочных зерен – серицит, хлорит, цеолиты и др.

Аркозо-граувакки – это породы, в которых кварц, полевые шпаты и обломки пород содержат в составе более 20% каждый.

Структуры песчаных пород по размеру зерен – псаммитовые, псаммо-псефитовые, псаммо-алевритовые, псаммо-пелитовые. По типу цемента выделяют обломочный тип, вдавливания, конформный, пленочный, поровый и др. (см. тему 2).

Текстуры – слоистые – косо, диагонально-волнистые, горизонтально-слоистые.

Кварцевые песчаники – светлые белые, иногда встречаются кварцевые песчаники с магнетитом – темные. Бурые и красно-бурые – с железистым цементом, полевошпатовые и аркозовые – розовые и красные.

Граувакковые песчаники– зеленовато-серые, темно-серые до черных.

Классификация по содержанию алевритового материала: более 25 % алевритового материала – песчаник алевритовый; от 10 до 25 % алевритового материала – песчаник алевритистый; менее 10 % алевритового материала – песчаник с алевритовым материалом или только в описании указывается примесь алевритового материала.

В 60% открытых месторождений мира залежи нефти и газа приурочены к песчаным коллекторам.

Алевритовые породы

Алевритовые породы содержат более 50 % частиц алевритовой размерности, т.е. 0,05-0,005 мм. Они подразделяются на крупнозернистые с размером частиц 0,05-0,025 мм, среднезернистые – 0,025-0,01 мм и мелкозернистые – 0,01-0,005 мм. Цвет пород обычно серый, темно-серый, буровато-серый, зеленовато-серый.

Алевриты – рыхлые неуплотненные породы. Характеризуются полимиктовым составом, количество пелитового материала может достигать 30-50 %.

Алевролиты – плотные, цементированные породы с алевритовой, алевропелитовой, пелитовой структурой. Зернистость алевролитов видна под микроскопом. В отличие от песчаных пород алевролиты состоят из обломков остроугольной формы, характеризуются более тонкой слоистостью. Обломочная часть полимиктовых алевролитов представлена кварцем, слюдами, глауконитом, хлоритом, обломками пород. Часто присутствует углистое вещество. Цемент по составу обычно глинистый, карбонатный, железистый, кремнистый, фосфатный.

Лесс – это алевролит с пелитовой и карбонатной примесью. Цвет его желтоватый, буровато-серый. Это мягкая, легкая, с пористостью до 50 %. В составе присутствует кварц, полевые шпаты, кальцит, гипс.

Алевролиты образуются в зоне слабой подвижности вод на дне озер, морей, пойменных частях рек. Для этих пород характерно наличие косослоистых текстур, следов оползания, знаков ряби на поверхности напластования.

В процессе катагенеза и метагенеза алевролиты переходят в **алевроитовые и алевроитоглинистые сланцы**.

Схема комплексного описания обломочной породы:

- 1. Название породы** (вписывается после макро- и микроскопического изучения, определяется по наиболее характерным признакам состава и структуры породы и ее компонентов).
- 2. Результаты макроописания: цвет, структура, текстура, минеральный состав.**
- 3. Результаты микроскопического описания:**
 - 3.1. Структура:** размер и количество зерен разного состава, их форма (степень окатанности), степень сортировки, взаимоотношения цемента и обломочной части.

3.2. **Текстура:** В шлифе чаще всего беспорядочная, но нередко проявляются и признаки слоистости – субпараллельная ориентировка удлиненных и чешуйчатых частиц, градационная слоистость с различием размеров обломков в отдельных слоях.

3.3. **Минералого-петрографический состав обломочной части с указанием породообразующих компонентов** (главных и второстепенных) и аксессуарных. Обязательно указывается размер зерен. При количественном подсчете компонентов определение породы делается по треугольной диаграмме состава.

3.4. **Цемент, состав, его количество, структура.**

3.5. **Включения:** минеральные (конкреции, прожилки, гнезда), органические или органогенные, растительные и животные остатки.

3.6. **Вторичные изменения** (следы перекристаллизации, выщелачивания, регенерационный цемент, замещения минералов и др.).

3.7. **Указывается наличие пористости, размер и процентное содержание пор.**

Описание сопровождается *зарисовкой или микрофотографией* типичного поля шлифа, отражающей минералогический состав и структуру с указанием увеличения и условными обозначениями минералов (зарисовка должна быть понятна преподавателю). Кроме того, строится диаграмма гранулометрического состава обломочной части.

4. **Заключения об условиях образования и преобразования породы** (фациальная обстановка образования и направление вторичных изменений).

Господствующим процессом при накоплении обломочных отложений является механическая дифференциация осадочного материала под действием силы тяжести в водной или воздушной среде. Поэтому динамическое и физическое состояние среды осадкообразования являются основой для генетической классификации обломочных пород. Динамика водной и воздушной массы, ее природа, интенсивность. Длительность воздействия на осадок зависит от ландшафтной обстановки, прежде всего геоморфологии рельефа. В течение геологической истории порода может испытывать разные процессы.

Как правило, определение структурно-текстурных особенностей породы проводится при объективах с малым увеличением, а уточнение состава зерен и характера их контактов – с большим увеличением.

Породообразующие минералы породы (кварц, полевые шпаты, слюды) характеризуются более подробно с указанием степени прозрачности, мутности, оттенков окраски, наличия двойников, включений, характера погасания, интерференционной окраски, признаков коррозии, замещения, регенерации.

Особое внимание уделяется обломкам пород. Их характеристика включает цвет, форму, степень окатанности, структуру, минералогический состав и петрографическую принадлежность (известняки, кремнистые породы, порфириды, кислые эффузивы, граниты, метаморфические сланцы и др.).

3.2. Вулканогенно-осадочные породы

В результате вулканических извержений вулканический пепел и вулканический песок разносятся на большие расстояния и становятся компонентами осадочных пород. Пепел представляет собой обломки менее 2 мм. В составе пеплов преобладают обломки вулканического стекла (витрокласты), обломки кристаллов (кристаллокласты), обломки эффузивных пород (литокласты). Форма пепловых частиц угловатая, каплевидная, рогульчатая. Сортировка материала практически отсутствует или очень грубая.

Вулканогенно-осадочные породы классифицируются по соотношению вулканогенного и собственно-осадочного материала:

- **туфы** – содержат более 90 % вулканогенного (пирокластического) материала;
- **туффиты** – содержат 90-50 % вулканогенного материала;
- **туфогенные или туфоосадочные породы (туфобрекчии, туфопесчаники, туфоалевролиты)** – содержат 50-10 % вулканогенного материала.

Туфы представляют собой сцементированные пеплы с обломками эффузивных пород и минералов. Цемент представлен продуктами вторичных изменений вещества породы под действием гидротермальных растворов. В цементе часто присутствуют хлориты, эпидот, карбонаты, цеолиты.

По преобладанию обломков вулканического стекла, обломков кристаллов и пород выделяют витрокластические, кристаллокластические, литокластические и смешанные (например, витролитокластические) туфы. Игнимбриты – туфы со спекшимися частицами.

Диагностические признаки туфовых и туффитовых пород – изотропное вулканическое стекло с характерной формой обломков – игольчатой, рогульчатой, остроугольной. Классификация туфов по составу производится по принадлежности к главным типам магматических эффузивных пород.

Туфоосадочные породы – глинистые или песчаные образования с содержанием вулканогенного материала в количестве 10-50 %.

Если в обломочной породе примесь пирокластического материала составляет менее 10 %, то такая порода относится к нормально обломочной породе и эта примесь указывается при описании.

Текстуры вулканогенно-осадочных пород: массивная, пористая, флюидальная, слоистая, порфировая, брекчиевидная, беспорядочная, пятнистая.

Характерным признаком вулканогенно-осадочной породы является наличие в шлифе обломков вулканического стекла, оплавленных частиц, бурых каемок и присутствие цеолитов. Вулканическое стекло в шлифах бесцветное, бледно-желтое, имеет низкий показатель преломления (1,5-1,52), изотропно. Форма частиц – серповидная, веретенообразная, рогульчатая.

Из обломков кристаллов в вулканогенно-осадочных породах присутствует кварц, полевые шпаты, амфиболы, пироксены, оливин, биотит.

В обломках пород присутствуют кислые эффузивы, альбитофиры, микрофельзиты.

3.3. Глинистые породы - пелиты

Глинистые породы занимают промежуточное положение между обломочными и хемогенными образованиями. Это тонкодисперсные породы, содержащие более 50 % частиц размером менее 0,005 мм.

Глины – связанные породы, обладающие пластичностью при насыщении водой, твердеющие при обжиге. В составе глинистых пород участвуют реликтовые (обломочные) минералы – кварц, полевые шпаты, мусковит и др. и сингенетичные минералы – глинистые, карбонатные, окислы, гидроокислы, сульфиды, фосфаты, сульфаты. При описании глинистой породы указывается процентное содержание алевритовой размерности, содержание пелитовой размерности (глинистая мука), содержание глинистых минералов.

Классификация глин основана на минералогическом составе (табл. 6 и 7).

Таблица 6. Классификация глинистых пород по Ю.П. Казанскому и др., 1987

Минеральная группа	Тип глин		
	Основной	Сложный	Смешанный
Каолинитовая	Каолинитовые и галлуазитовые	Галлуазито-каолинитовые	Глины и аргиллиты каолинит-монтмориллонит-хлорит-гидрослюдистого состава, глины и аргиллиты с цеолитами, хлорит-гидрослюдистые, гидрослюдисто-пирофиллитовые, хлорит-гидрослюдисто-хлоритоидные аргиллиты и др.
Монтмориллонитовая	Монтмориллонитовые и нонтронитовые	Нонтронито-монтмориллонитовые	
Пальгорскитовая	Пальгорскитовые и сепиолитовые	Сепиолито-пальгорскитовые и др.	
Гидрослюдистая	Гидрослюдистые		
Глауконитовая	Глауконитовые		
Хлоритовая	Хлоритовые		
Вермикулитовая	Вермикулитовые		
Аллофановая	Аллофановые		

Таблица 7. Минералогическая классификация глинистых пород по В.Т. Фролову, 1995

Мономинеральные и олигомиктовые (малосмешанные) группы	Мезомиктовые (среднесмешанные) и полимиктовые (сильносмешанные) группы
Каолинитовые	Каолинит-гидрослюдистые
Монтмориллонитовые	Гидрослюдисто-сметитовые
Гидромусковитовые (серицитовые)	Сметит-гидрослюдистые
Глауконитовые	Хлорит-сметитовые
Нонтронитовые	Хлорит-гидрослюдистые
Серпентиновые	Гидробиотит-вермикулит-глауконитовые
Пальгорскитовые, сепиолитовые,	Каолинит-хлорит-гидрослюдистые
волконскитовые	Пальгорскит-монтмориллонитовые

Глинистые минералы объединены в 4 группы: группа гидрослюды (серицит, иллит, глауконит, монотермит), группа каолинита (каолинит, дикцит, накрит, галлуазит), группа хлорита и группа монтмореллонита-бейделлита.

Структуры глинистых пород: пелитовая, алевро-пелитовая, псаммопелитовая, беспорядочно-зернистая, хлопьевидная, волокнистая, тонкочешуйчатая, ооидная.

Текстуры глинистых пород – слоистая, пятнистая, массивная.

Классифицируются глины по минеральному составу каолинитовые, монтмореллонитовые, гидрослюдистые, полиминеральные. Наиболее распространены гидрослюдистые глины.

Глины на каротажных диаграммах выделяются повышенной радиоактивностью, так как содержат органического вещества больше чем другие породы.

При катагенезе глины переходят в **аргиллиты**, а затем в **глинистые сланцы**.

Для изучения глинистых тонкодисперсных пород применяют химические методы окрашивания, для этого используются метилвиолет. При воздействии этого реактива каолинитовые глины окрашиваются в грязно-фиолетовый цвет, монтмореллонитовые – в травяно-зеленый.

3.4. Породы хемогенного и хемобиогенного происхождения

Эти породы образуются в результате химических и биохимических процессов в литосфере. Они разделяются на группы по химическому и минералогическому составу: железистые породы –(ферролиты), марганцевые породы (манганолиты), глиноземистые (аллиты), кремнистые (силициты), карбонатные, фосфатные, соляные эвапориты), каустобиолиты. Наибольшим распространением пользуются карбонатные и кремнистые породы. Глиноземистые, железистые, марганцевые, фосфатные породы являются ценными полезными ископаемыми.

Железистые породы – ферролиты.

К железистым породам относятся породы, содержащие 50 % и более железистых минералов. К осадочным железистым породам относятся железные руды осадочного генезиса, россыпи песков, богатые железистыми минералами (магнетитом). Залегают эти породы в виде пластов, проспластков, линз, гнезд и неправильных образований кор выветривания. По минеральному составу среди них выделяют: окисные, карбонатные, силикатные и фосфатные.

Акцессорные минералы: кальцит, глауконит, хлориты, глинистые минералы.

Примеси: аллотигенные обломки кварца, полевых шпатов, слюд и других устойчивых минералов, в т.ч. лейкоксен, анатаз и др.

Железистые породы	Минеральный состав	Содержание железа в %
Окисные	Магнетит Fe_3O_4	72.2
	Гематит Fe_2O_3	70.0
	Гидрогематит $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$	63-69
	Гётит $FeO \cdot nH_2O$	62.9
	Лимонит $FeO \cdot OH \cdot nH_2O$	48.6
Карбонатные	Сидерит $FeCO_3$	48.3
	Анкерит $Ca(Mg, Fe)(CO_3)_2$	
Силикатные	Лептохлориты:	
	Тюрингит $Fe_{3.5}(Al, Fe)_{1.5}(Si_{2.5}Al_{1.5}O_{10}) \cdot (OH)_6 \cdot nH_2O$	До 52,3 До 36,9
	Шамозит $Fe_4Al(Si_3AlO_{10})(OH)_6 \cdot nH_2O$	
Сульфидные	Пирит FeS_2	46.6
	Марказит FeS_2	46.6
	Гидротроилит $FeS \cdot nH_2O$	
Фосфатные	Вивианит $Fe_3(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$	

По условиям образования выделяют континентальные, морские и океанические железистые породы

Генезис	Состав (окисные породы)	Состав (заокисные породы)
Континентальные -элювиальные	Лимонит-гётит-гидрогематитовые, обычно натечные формы с реликтами	
-озерно-болотные	исходных пород Оолиты, желваки лимонит-гётит-гидрогётитовые	Цемент шамозитовый, карбонатный

Морские -прибрежно-морские -фации открытого моря	Оолиты гематитовые в обломочном материале	Кристаллические сидеритовые, шамозитовые, сульфидные с глинистым, кремнистым и органическим материалом
Океанические -железо-марганцевые	Гётит-гематит- вернадитовые конкреции	

При катагенезе с повышением температур и давлений происходит последовательный переход одних минеральных форм в другие: лимонит-гётит-гематит-магнетит.

Структуры – брекчиевидные, конгломератовидные, коллоидные, сферолитовые, коррозионные. Текстуры – слоистые, землистые, оолитовые, бобовые.

Окраска: окисные и гидроокисные породы окрашены в бурые, вишнево-красные, охристые тона до красных. Хлоритовые и хлорито-сидеритовые – в зеленовато-серые, табачные тона. Черные – с магнетитом.

Марганцевые породы – манганолиты

К марганцевым породам относятся образования, содержащие свыше 50 % минералов марганца: окисных – псиломелана, пиролюзита, манганита, браунита; силикатных – родонита, спессартина, карбонатных – родохрозита и манганокальцита (или более 10 % окиси марганца). Породы, содержащие менее 50 % марганца (или менее 10 % окисис марганца) относятся к марганцовистым породам.

Название минерала	Содержание марганца в %
Псиломелан $MnO \cdot MnO_2 \cdot nH_2O$	До 65
Пиролюзит MnO_2	63,2
Манганит $Mn_2O_3 \cdot H_2O$	62,5
Гаусманит Mn_3O_4	72
Браунит Mn_2O_3	70,7
Родонит $(Fe, Ca, Mn) SiO_3$	До 35,6
Спессартин $Mn_3 Al_2 (SiO_4)_3$	33,3
Манганокальцит $(Mn, Ca)CO_3$	35,5
Родохрозит $Mn CO_3$	47,8
Вернадит $MnO_2 \cdot nH_2O$	-

Второстепенные минералы – глауконит, опал, халцедон, окислы и гидроокислы железа, глинистые минералы, кальцит, анкерит, сидерит. Иногда отмечается примесь обломочного материала.

Структуры – мелко-микрозернистые, пелитоморфные, коллоидные и другие, характерные для хемогенных пород.

Текстуры – землистая, конкреционная, оолитовая, бобовая, иногда тонкослоистая. Карбонатные марганцевые породы окрашены в светлые тона – серовато-белые с розоватым оттенком, розовые.

По генезису среди марганцевых пород выделяются: континентальные, морские и океанические; по минеральному составу: окисные, закисные и карбонатные.

Генезис	Окисные (окислы и гидроокислы марганца)	Карбонатные
Континентальные -элювиальные (коры выветривания)	Окисные породы псиломелан-манганит-пиролюзитовые с реликтовыми компонентами исходных пород	
-озерно-болотные	Окисные породы с железомарганцевыми стяжениями и оолитами лимонит-псиломеланового состава в глинистом осадке	
Морские -прибрежно-морские в зоне волнений и течений с Eh до 600 мВ	Окисные породы – псиломелан-пиролюзитовые с обломочным и глинистым материалом	
-прибрежно-морские спокойной зоны с Eh до 300 мВ	Закисные породы манганит-браунитовые с кремнистыми минералами	
-удаленной, более глубоководной, спокойной зоны с Eh менее 300 мВ		Закисные породы марганцовистые известняки, родохрозитовые и манганокальцитовые породы
Океанические глубоководные	Конкреционные железомарганцевые с вернадитом и гидроокислами Fe и Mn	

Глиноземистые породы – аллиты

Аллюминийсодержащие осадочные породы представляют собой скопление оксидов и гидрооксидов алюминия, среди которых преобладают диаспор, бемит и гидраргилит. Содержание оксидов алюминия колеблется в широких пределах, составляя преимущественно 30-50 %. Значительное место в глиноземистых породах занимают примеси, среди которых основными являются оксиды железа (10-15%), шамозит. Каолинит, карбонаты кальция и магния, обломочные минералы – кварц, полевые шпаты, мусковит, рутил и др.

Главнейшими аллюминийсодержащими породами являются латериты и бокситы.

Латериты – ярко окрашенные, преимущественно коричневатокрасные, реже серовато-розовые породы, рыхлые, водопроницаемые или плотные. Окраска пород определяется наличием в них гидрооксидов железа. Основным аллюминийсодержащим минералом является гидраргилит (гиббсит). Латериты представляют собой современную кору выветривания пород богатых алюмосиликатами, образовавшуюся в условиях жаркого переменновлажного климата. В результате химического выветривания в условиях кислой среды из материнских кристаллических пород удаляются подвижные соединения. А на месте остаются и постепенно накапливаются оксиды алюминия, железа, кремния и глинистые минералы. Составляющие в совокупности латерит.

Бокситы - также имеют преимущественно коричнево-красную, розовато-красную, оранжево-красную окраску, но встречаются светло-серые и черные разновидности. Окраска определяется составом и количеством примесей. Прочность пород непостоянна, встречаются как рыхлые, так и весьма плотные разновидности. Аллюминийсодержащие породы представлены диаспором, бемитом и гиббситом. Их суммарное содержание может достигать 70-80 %. При погружении бокситовых отложений происходит их дегидратация и главным минералом становится диаспор. В бокситах также постоянно присутствует лимонит, гетит, гидрогетит, тонкодисперсный гематит, примеси кварца, халцедона, каолинита. Характерные особенности бокситов – наличие оолитовой, бобовой структуры.

По происхождению бокситы разделяются на остаточные и переотложенные.

Пример краткой диагностики боксита

Урманское нефтяное месторождение. Боксит. Возраст – девон (кора выветривания)

Аллитная железистая бокситсодержащая порода серого цвета со слабым буроватым оттенком.

Под микроскопом цвет породы неоднородный, оолиты серобурого цвета, межформенные пространства и центральные части крупных пизолитов бесцветны (гиббсит). Структура породы неравномернозернистая, местами сферолитовая. Текстура оолитовая.

Минералогический состав: гиббсит, бемит, диаспор – 45 %

Каолинит – 15 %
Сидерит - 25 %
Гетит и/или битум – 5 %
Пор – до 10 %

Фосфатные породы

К фосфатным относятся породы, содержащие не менее 10 % P_2O_5 . Наиболее известны из них фосфориты, основной частью которых являются минералы – соли фосфорной кислоты – гидроксилapatит, фторапатит, коолофан. В качестве примесей в фосфатных породах присутствуют глинистый материал, карбонаты кальция и магния, обломочные зерна, органическое вещество, аутигенный кварц, халцедон, глауконит и пирит. В зависимости от состава примесей фосфатные породы внешне могут быть похожи на песчаники, известняки, глины. Для этого проводят реакцию на фосфор. Образец смачивают несколькими каплями смеси, состоящей из азотной кислоты и раствора (15-20%) концентрации молибденовокислого аммония. Появление фосфорной соли молибдена ярко-желтой окраски свидетельствует о присутствии фосфора.

Окраска фосфоритов обычно темная, серая, коричневатая-серая, зеленоватая-серая. Она обусловлена присутствием примесей – органического вещества, сульфидов железа, глауконита.

По условиям образования различают пластовые, конкреционные фосфориты, костяные брекчии, терригенные фосфатные породы.

Пластовые геосинклинальные **фосфориты** залегают в виде пластов мощностью от нескольких сантиметров до 15-17 метров, окрашены обычно в темные тона. Макроскопически похожи на песчаники, кремень, яшму. В шлифах видно, что частицы покрыты концентрическими слоистыми оболочками фосфата, а сцементированы они аморфным фосфатом, кальцитом или доломитом.

Конкреционные фосфориты разделяют на радиально-лучистые и желваковые. Радиально-лучистые фосфориты представляют собой шаровидные образования размером от единиц до 20 см., имеют хорошо выраженную радиально-лучистую структуру. Желваковые фосфориты слагаются однородными стяжениями фосфата, имеющими разнообразную форму. В них часто встречаются сложенные кальцитом обломки фауны и фосфатизированные растительные остатки. Поверхность первичных желваков шероховатая, в переотложенных глянцевая.

Костяные брекчии – породы желтовато-бурого цвета, довольно пористые, состоят из позвонков рыб и других костей, сцементированных карбонатным. Песчано-глинистым или фосфатным цементом.

Терригенные фосфатные породы – представлены ракушечниками, сложенными остатками фосфатных раковин беззамковых брахиопод и песчаниками, в которых обломочный материал сцементирован фосфатным веществом.

Образование фосфоритов в морских водоемах происходит в результате гибели и разложения организмов, освобождении пятиокси фосфора, накопленного в телах организмов. Осаждение фосфатных минералов происходило в осадке в раннем диагенезе из иловых растворов, где концентрация пятиокси фосфора в 4-5 раз выше, чем в морской воде.

Кремнистые породы – силициты

Кремнистые осадочные породы представляют собой образования, практически полностью состоящие из кремнезема. Основные породообразующие минералы – группа кремнезема – кварц, кварцин, лютецин, халцедон, опал. Наряду с кремнеземом в этих породах могут присутствовать обломочный материал песчано-алевритовой размерности, глинистые минералы, оксиды железа, карбонаты. По минеральному составу выделяют кварц-халцедоновые и опаловые породы. Для кварц-халцедоновых пород характерны сферолитовая и аксиолитовая структуры. Кремнистые породы разделяются на три группы по условиям образования: хемогенные (кремнистые туфы (гейзериты), кремниевые конкреции или кремни, фтаниты или лидиты, железистые кварциты), органогенные (диатомиты, радиоляриты, спонголиты) и хемобиогенные (яшмы, трепелы и опоки).

Кремнистые туфы (гейзериты) – светлые пористые породы, состоящие из опала, залегают в виде тел неправильной формы, натеков, корочек, образуются из вод горячих источников в результате перепада температуры и давления.

Кремниевые конкреции или кремни – плотные твердые породы с раковистым изломом. Окрашены в различные тона, чаще всего серые, темно-серые и черные. Конкреции имеют халцедоново-кварцевый и кварцевый состав, разную форму и размеры. Кроме минералов кремнезема, в составе конкреций имеется органическое вещество, придающее им черный цвет, встречается пирит, глинистые минералы, терригенные примеси. Кремниевые конкреции являются продуктами раннего диагенеза. В этом случае в обнажении видно, что слои обтекают конкрецию. Иногда конкреции формируются на стадии катагенеза, образуют косые жилы и желваки, пересекающие пласты.

Фтаниты или лидиты – породы черного или темно-серого цвета, полосчатые или однородные, часто сланцеватые, состоят из кварца с примесью пирита и углистых частиц. Они встречаются в протерозойских и палеозойских отложениях.

Железистые кварциты (джеспилиты) – породы, состоящие из чередующихся тонких слоев микрозернистого кварцита и железистых окисных минералов. Эти породы являются продуктом химического выпадения железа и кремнистых осадков. Они образуют мощные толщи, но развиты среди докембрийских образований, в частности слагают железорудные залежи Курска и Кривого Рога.

Диатомиты – светлые легкие, тонкопористые и мягкие породы, состоящие из скорлупок диатомовых водоослей (0,01-0,2 мм),

сцементированных опалом. Как и большинство опаловых пород прилипают к языку (благодаря высокой пористости и большой удельной поверхности). Часто слоистые и микрослоистые. В виде примесей содержат глинистые частицы, зерна глауконита, спикулы губок. По внешнему виду они напоминают писчий мел, пачкают руки, впитывают воду, но не взаимодействуют с соляной кислотой.

Радиоляриты – породы слоистой текстуры белого, серого цвета. Состоят из опала, в котором рассеяны многочисленные остатки радиолярий, содержат примесь глинистых частиц и органического вещества, пирита.

Спонголиты – белые, зеленовато-серые, бежевые пористые и плотные породы, состоящие из спикул кремниевых губок, сцементированных опалом. Часто содержат алевритовые и песчаные примеси и глауконит.

Яшмы – халцедоновые и кварц-халцедоновые породы часто со следами радиолярий. Кроме окислов кремния в яшмах встречается примеси, придающие цвет породе: оксиды и гидрооксиды железа, глинистые минералы, хлориты, органическое вещество. В шлифах видна смесь мельчайших светлых и темных, иногда красноватых точек, так как порода сложена микрозернистым халцедоном или кварцем с примесями микрозернистой окиси железа и глинистого, пеплового или органического вещества. На этом темном фоне в яшмах часто встречаются светлые круги или овалы со следами сетки и шипов. Это полости радиолярий, выполненные более раскристаллизованным халцедоном, не загрязненным примесями. Образование яшм связано с интенсивной вулканической деятельностью.

Трепелы и опоки – в куске серые, иногда почти белые легкие породы отличающиеся друг от друга только плотностью (плотность трепелов 0,5-1,0 г/см³, опок – 1,1-1,8 г/см³). Главный минерал – опал встречается в виде мельчайших шариков микроскопического размера и в цементе. Кроме опала в составе опок и трепелов встречается кальцит, глауконит и терригенные примеси. При содержании последних более 50 %, принято говорить об опоковидных породах.

Опоки и трепелы образуются из диатомитов и спонголитов, претерпевших катагенетические преобразования, растворение, перекристаллизацию и переотложение кремнезема.

Высокопористые силициты, образующиеся при гипергенном изменении являются коллектором нефти и газа. В частности нефтяная залежь Герасимовского месторождения в Томской области приурочена к радиоляритам и спонголитам, в которых остатки кремниевых организмов выщелочены в условиях поверхностного выветривания.

Карбонатные породы

Карбонатные породы состоят из карбонатов кальция и магния, при содержании карбонатного материала не менее 50 %. Породы образуют пласты, линзы, конкреции. Иногда залегают в виде мощных толщ в сотни и тысячи метров. Основные минералы – кальцит, доломит, арагонит, сидерит. В виде примесей присутствуют глинистые минералы, обломочные частицы,

сульфиды и оксиды железа, остатки обугленного вещества. Важными породообразующими компонентами карбонатных пород являются органические остатки – фораминиферы, мшанки, кораллы, криноидеи, брахиоподы, известковые водоросли и другие. Наиболее характерные представители группы карбонатных пород – известняки, доломиты и породы смешанного состава.

Структуры обломочных карбонатных пород: псефитовые (более 1 мм), псаммитовые (0,1-1,0 мм), алевритовые (шламовые) – 0,1-0,05 мм, тонкозернистые (спарит) – 0,05-0,005 мм, пелитоморфные (микрит) - менее 0,005 мм. Кристаллически-зернистые структуры: мелкокристаллические 0,1 до 0,25 мм, среднекристаллические - 0,25-0,5 мм, крупнокристаллические – 0,5-0,01 мм, тонкозернистые – 0,1-0,05 мм, мелкозернистые – 0,05-0,01 мм, пелитоморфные – менее 0,01 мм. Отмечаются структуры – органогенные (цельнораковинные и детритовые), а также оолитовые, комковатые, сферолитовые.

Текстуры карбонатных пород слоистые, пятнистые, оолитовые, брекчиевидные, конгломератовидные, стилолитовые и др. В перекристаллизованных известняках структуры массивные.

Классификации карбонатных пород

Карбонатные породы разделяются по минеральному, химическому составу, фаціальным обстановкам формирования. (таблицы 8)

Таблица 8.

Классификация известково-доломитовых пород по С.Г.Вишнякову

Порода	Содержание в %	
	CaCO ₃	CaMg(CO ₃) ₂
Известняк	95-100	0-5
Доломитистый известняк	75-95	5-25
Доломитовый известняк	50-75	25-50
Известковый доломит	25-50	50-75
Известковистый доломит	2-25	75-95
доломит	0-5	95-100

Среди классификаций карбонатных пород, позволяющих сделать выводы об обстановках их накопления, широкое распространение имеют классификации Р.Данхема и Р. Фолка.

По Р.Фолку тип карбонатной породы определяется пропорциями главных составных компонентов – аллохимических (каркасных) и ортохимических (цемент или матрикс). Цемент породы может микрокристаллическим – микрит и явнокристаллическим – спарит. Типы пород получают названия от сочетания типа частиц и цемента.

Таблица 9.

Классификация Р.Данхема основана на типах упаковки зерен породы

Первичные компоненты не были скреплены во время отложения			Порода не содержит ила и состоит из опирающихся друг на друга зерен	Первичные компоненты были скреплены во время отложения
Порода содержит частицы пелитовой и мелкоалевритовой размерности		Порода не		
Опорой породы является ил		Зерна опираются друг на друга	состоит из опирающихся друг на друга зерен	во время отложения
Зерен менее 10 %	Зерен более 10 %			
мадстоун	вакстоун	пакстоун	грейнстоун	баундстоун

По условиям образования выделяют обломочные, биогенные, хемогенные и перекристаллизованные породы. По минеральному составу кальцитовые (известняки), доломитовые (доломиты) и смешанного состава.

Обломочные карбонатные породы – известняковые, доломитовые конгломераты, брекчии, песчаники, алевролиты.

Биогенные – рифовые известняки, ракушечники, мел, водорослевые известняки, водорослевые доломиты.

Хемогенные – доломиты и известняки микрозернистые, пелитоморфные, оолитовые, псевдооолитовые, известковые туфы, натёки, сульфатно-карбонатные породы – ангидрито-доломиты, кремнистые доломиты и известняки, глинистые известняки – мергели.

Измененные (перекристаллизованные) – доломиты и известняки кристаллически-зернистые, сраморизованные, доломитизированные известняки.

Известняки

По генезису различаются известняки обломочные, органогенные (биогенные) и хемогенные. Кроме того, выделяется особая группа известняков – измененных диагенетическими и катагенетическими процессами.

Обломочные известняки образуются из продуктов механического разрушения более древних известняков, слагавших берега тех бассейнов, в которых физико-химические условия были благоприятные для сохранения известкового материала. Механическое разрушение берегов, сложенных известняками, было, по всей видимости, интенсивным, но хоть сколько-нибудь значительного переноса обломочного известнякового материала не было. Обломки известняка накапливались вблизи места разрушения, в зоне приобья.

В грубообломочных известняках, где размер обломков измеряется сантиметрами, обломочная структура видна без микроскопа. Среднеобломочные известняки узнаются большей частью только под микроскопом. В шлифе обломочный характер такого известняка устанавливается потому, что в разных обломках структура известняка различная. В обломочных известняках форма обломков не всегда угловатая. Несмотря на то, что значительного переноса обломочного материала не

было, окатанность (обтертость) обломков известняка, как мягкой горной породы, в зоне прибоя бывает очень хорошей.

Обломки различных известняков в подавляющем количестве случаев цементируется кальцитом. Отчетливой границы между обломками и цементом обычно не бывает. Частичная перекристаллизация горной породы приводит к исчезновению этой границы и очертания обломков, в первую очередь кристаллически-зернистых, становится расплывчатыми. Обломочные известняки иногда неправильно называют известняковыми конгломератами или известняковыми песчаниками. Этих терминов необходимо избегать, даже в тех случаях, когда обломки и цемент достаточно хорошо обособляются.

Обломочные известняки с окатанными, более или менее одинаковыми по величине обломками пелитоморфного сложения в шлифах похожи на псевдооолитовые. Мелкообломочные известняки с обломками (0,3-0,5 мм) даже под микроскопом определяются с трудом, т.к. их обломочная структура исчезает при слабой перекристаллизации, и они становятся похожими на неравномерно-зернистые или сгустковые известняки.

Скрытокристаллические известняки образовались в результате уплотнения и очень слабой перекристаллизации известкового ила, который мог образоваться различным путем. Это может быть химический, биохимический и механический осадок. На петрографические особенности скрытокристаллического известняка это мало влияет. Различные типы скрытокристаллических известняков отличаются друг от друга только степенью уплотненности, количеством и составом примесей. Все скрытокристаллические известняки состоят из мельчайших зернышек кальцита, размер которых около 0,01 мм и менее. Структура их обычно пелитоморфная.

Полурыхлые, землистые пелитоморфные известняки получили название **мела**. Это светлая, белая или желтовато-белая, очень однородная горная порода, не имеющая заметной слоистости. Происхождение мела, по-видимому, различное, но главная масса этих пород образовалась из осадков, накапливающихся в мелководных, спокойных бассейнах. В некоторых разновидностях мела в заметных количествах находятся мельчайшие остатки известковых водорослей (кокколитофорид) и раковины некоторых фораминифер (глобигерин). Кремнистые органические остатки, глауконит, глинистые минералы, алевритовые частицы могут быть в меле в качестве редкой и незначительной примеси.

Плотный пелитоморфный известняк имеет уже более разнообразную окраску, зависящую от примесей, ровный раковистый излом или «форфоровидный» излом. Слоистость иногда отсутствует, иногда хорошо заметна. В шлифе можно видеть частичную перекристаллизацию, иногда даже сгустковую структуру. Нередки диагенетические жилки кальцита, отдельные органические остатки. Переход к кристаллически-зернистым известнякам постепенный.

В плотных пелитоморфных известняках можно встретить и единичные мелкие хорошо образованные кристаллы доломита, с увеличением количества которых отмечается переход к доломитизированным известнякам.

Кристаллически-зернистые известняки самые распространенные и очень разнообразные по внешнему виду, структуре и текстуре. Образуются они не только в результате полной перекристаллизации известкового ила, но и в результате перекристаллизации известняков других типов. Этим объясняется их разнообразие. Окраска их различна в зависимости от примесей. Они бывают белые, желтовато-белые, серые, красно-бурые и даже черные. Слоистость проявляется не всегда. Явно кристаллически-зернистые разновидности с сахаровидным или мраморовидным изломом под микроскопом обнаруживают неравномерно-зернистую структуру с неправильной (лапчатой) формой зерен кальцита и различными диагенетическими гнездами и жилками кальцита. Органические остатки встречаются в небольшом количестве и обычно так сильно перекристаллизованы, что не всегда могут быть определены. Иногда могут быть видны только сильно перекристаллизованные плохо различимые следы существовавших ранее обломки раковин, оолитов и т.п.

Неравномерно-зернистая структура и неравномерное распределение примесей часто придает перекристаллизованным известнякам пятнистую (узорчатую) окраску, характерную и для мраморов. Окраска, главным образом, зависит от примесей скрытокристаллического лимонита, окрашивающего известняк в бурый или красно-бурый цвет, или углистого вещества, окрашивающего в серый и черный цвета.

В виде примесей в кристаллически-зернистых известняках может быть глауконит. Особенно много глауконита в перекристаллизованных обломочно-органогенных силурийских известняках Ленинградской области. Они имеют слегка зеленоватый оттенок и получили местное название «дикарь» (дикий камень, непригодный как строительный материал). Обломочный материал, естественно, сохраняется и в перекристаллизованных известняках.

Как незначительная и сравнительно редкая примесь в кристаллически-зернистых известняках может встречаться доломит. Его зерна мало выделяются среди зерен кальцита, и иногда обнаруживается только после реакций окрашивания.

Обломочно-органогенные известняки (ракушняки) состоят целиком из известковых органических остатков – скелетных и защитных форм простейших животных и растений. Большей частью известняки этого типа состоят из обломков раковин и члеников криноидей и т.п. Однако есть и такие, которые состоят из целых раковин или скелетных форм. Структуру таких известняков можно называть биоморфной, но выделять эти породы в особую группу все же не следует. К ним относятся рифовые коралловые известняки, фораминиферовые известняки, небольшая часть водорослевых и мшанковых известняков и некоторые цельнораковинные ракушняки.

Коралловые известняки, если они не подверглись значительной перекристаллизации, легко узнаются макроскопически. Фораминиферовые известняки определяются большей частью только под микроскопом. Узнать фораминиферы в шлифе легко, т.к. обычно это целые раковины с характерным для каждого вида внутренним строением, т.е. формой и расположением камер.

Большинство других обломочно-органических известняков имеют так называемую детритовую структуру, характеризующуюся обломками органических остатков. Размер обломков колеблется в широких пределах, но не менее 0,1-0,2 мм. Если размер обломков раковин более мелкий, то структуру называют шламовой.

Только в некоторых известняках можно установить, к какому роду или виду относятся органические остатки. Поскольку перекристаллизация в той или иной степени всегда имеет место, постольку эти органические остатки определить трудно.

Несмотря на то, что обломочно-органогенные известняки очень разнообразны по внешнему виду, структуре и текстуре, условия их образования более или менее определенные. Они образуются из накоплений раковин или их обломков в прибрежной зоне. Постепенно они переходят либо в обломочные, либо в оолитовые известняки.

Оолитовые и псевдооолитовые известняки состоят целиком из мелких оолитов и являются очень распространенным типом известняков. Оолиты образуются в результате химического осаждения в зоне прибоя. Поэтому оолитовые известняки тесно связаны с обломочными и органогенно-обломочными известняками.

Микроскопически эти известняки хорошо определяются, потому что размер оолитин доходит до 1 мм и оолитины часто плохо сцементированы. Оолитовая структура хорошо заметна на полированных поверхностях и шлифах.

Псевдооолитовые известняки состоят из округлых известковых телец без концентрически зонального строения, кальцит не всегда хорошо диагностируется.

Кроме рассмотренных главных типов известняков существуют т.н. второстепенные, имеющие ограниченное распространение.

Травертин – известняковые отложения горячих и холодных углекислых источников, Это светлая, желтоватая или серовато-белая, пористая горная порода, представляющая натечные скопления кальцита или арагонита. Колломорфные пористые, ноздреватые или ячеистые, спорлуповатые текстуры наиболее характерны для травертина. Структура бывает кристаллически-зернистой и крустификационной. В травертинах встречаются растительные остатки или отпечатки стеблей и листьев.

Доломиты

Доломиты – это породы, состоящие из минерала доломита $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$. В отличие от известняков доломиты значительно более однородные и однообразные горные породы. В подавляющем большинстве

структура доломитов кристаллически-зернистая, но с различной величиной зерен, вплоть до пелитоморфных. Окраска различная, преобладают светлые, бывают темные за счет примеси углистого вещества.

Кристаллически-зернистые доломиты похожи на песчаники за счет равномерной хорошо видимой зернистостью в изломе. Под микроскопом обычна мозаичная структура, с размером зерен от 0,3-1 мм.

Примеси гипс, ангидрит, галит, флюорит реже кварц, халцедон и глинистые минералы. Органических остатков в доломитах не бывает, но в редких случаях наблюдаются скопления совершенно перекристаллизованных раковин, в которых кальцит замещен доломитом.

Доломиты разделяются на обломочные, биогенные, хемогенные и измененные в постседиментационную стадию.

Обломочные доломиты различаются по размеру зерна, состоят из окатанных или угловатых обломков доломита, сцементированных доломитовым или кальцитовым цементом. Содержат примесь терригенного материала.

Биогенные доломиты характеризуются наличием более или менее различимых органических остатков. Особо выделяются водорослевые доломиты. Они состоят из караваеобразных и шарообразных тел, которые почти нацело сложены водорослями, концентрирующими в своем теле карбонат магния. Тела водорослей сложены пелитоморфным доломитом. Цементов мало, он состоит из микрозернистого доломита. Водорослевые доломиты отличаются высокой пористостью и кавернозностью.

Хемогенные доломиты – это микрозернистые и пелитоморфные, лишенные органических остатков однородные породы, содержащие иногда примеси кальцита, ангидрита, гипса и глинистого материала. Они выпадают в осадок из вод с повышенным рН (до 8-10) и соленостью - лагунах, морских заливах, в условиях жаркого засушливого климата, иногда испарение преобладает над поступлением пресных вод.

Метасоматические доломиты (доломиты замещения) образуются при замещении кальцита доломитом. Эти породы обычно пористы и кавернозны. Это объясняется сокращением объема породы при замещении и молекулы кальцита на молекулу доломита.

Карбонатные породы смешанного состава

Мергели (глинистые известняки) – тонкозернистые мягкие породы. Сложенные пелитоморфным или микрозернистым кальцитом и тонким глинистым материалом. Глинистое вещество представлено монтмореллоном и гидрослюдой. Мергели образуются в морских, лагунных и континентальных условиях в случае одновременного накопления глинистого и карбонатного материала в обстановке темлого климата и щелочной среды.

Кремнистые известняки содержат до 50 % кремнезема в виде кремнистых конкреций и неравномерно рассеянных выделений халцедона и

кварца. Кремнезем частично замещает мелкие зерна кальцита, а иногда наблюдается в виде более крупных кристаллов в полостях раковин.

Углистые и углеродистые известняки содержат до 50 % органического вещества. Углистые известняки окрашены в темно-серые и черные тона, содержат отпечатки растений, обугленный растительный детрит, встречаются в ассоциации с угольными пластами, формируются в условиях низкого морского заболоченного побережья. Современные углеродистые сапропелево-известковые илы известны в Черном море.

С карбонатными коллекторами связаны залежи нефти и газа в Томской, Оренбургской областях, Урало-Поволжье, Днепровско-Донецкой впадине, Байкитской антеклизы благодаря их трещиноватости, пористости и кавернозности.

При описании карбонатной породы в названии породы указываются структурно-текстурные особенности. Например, известняк крупнозернистый, биогенно-детритовый с поровым микрозернистым цементом. Указывается процентное содержание кристаллического кальцита, органических остатков, терригенных примесей.

При изучении карбонатных пород широко используются химические методы окрашивания. Для этого используются ализарин, метилвиолет и другие красители.

Соляные породы – эвапориты

Соляные породы – это осадочные образования хемогенного происхождения, состоящие из минералов класса хлоридов, сульфатов. Залегают в виде пластов, иногда большой мощности, линз. В результате тектонических движений соляные породы образуют купола, штоки и другие вторичные формы залегания.

По генетическому признаку выделяются хемогенные лагунные и озерные образования и континентальные почвенные соляные (галогенные) породы.

Главные минералы соляных пород – ангидрит, гипс, галит, сильвин, карналлит, эпсомит, полигалит, мирабилит, глауберит, бишофит. Второстепенные минералы – карбонаты, окислы и гидроокислы железа, органическое вещество, сульфиды, терригенные примеси.

Структуры соляных пород кристаллически-зернистые, волокнистые, натечные, кристаллобластовые, катакластические.

Текстуры соляных пород – массивные, слоистые, сферолитовые, сталактитовые, пятнистые, брекчиевидные, плейчатые.

По минеральному составу различают сульфатные породы (гипсы, ангидриты, баритолиты), хлоридные породы (галогены- каменная соль, карнолитовая и сильвиновая породы) и породы смешанного состава (ангидрито-доломиты).

Ангидриты встречаются в виде прослоев, линз в карбонатных породах, в виде включений в каменной соли, часто переслаиваются с гипсами каменной солью, глинистыми породами. Ангидриты имеют зернистую

структуру, голубовато-серый, белый, красноватый цвет. При гидратации переходит в гипс.

Гипсы часто проявляются совместно с ангидритом, это белая, сероватая порода, кристаллическизернистая, слоистая или массивная.

Каменная соль сложена галитом, содержит примеси ангидрита, гипса, карналлита, сильвина, окислов железа, терригенных частиц. Часто имеет тонкую слоистость, кристаллическизернистую структуру.

Карналлитовая порода содержит 50-80 % карналлита и 20-50 % галита с небольшим количеством ангидрита, глинистых и других примесей, имеет красноватую окраску, пятнистую, слоистую, массивную текстуры, кристаллическизернистую структуру.

Сильвиновая порода состоит из сильвина 15-40 % и галита – 25-60 %, содержит ангидрит, гипс, глинистое вещество.

Схема определения и описания глинистых, хемогенных и биохемогенных пород в шлифах

1. Название породы
2. Окраска (общий тон и интенсивность)
3. Степень однородности, т.е. строение в целом и общий состав
4. Основная масса – органические остатки в органогенных породах или химически выпавшее вещество – его структура, текстура, состав;
5. Примеси – аутигенная, органогенная, обломочная;
6. Вторичные изменения, в частности стадийность минералов;
7. Прочие признаки

Каустобиолиты

По генетическим признакам и физическим свойствам выделяют каустобиолиты угольного и нефтяного рядов.

Каустобиолиты угольного ряда. Ряд ископаемых углей объединяет торф, бурый уголь, каменный уголь, антрацит, горючие сланцы. Они представляют собой продукт природных превращений отмершего растительного материала. Из высших растений образуется большая часть углей, называемая гумусовыми. Низшие водоросли и животный планктон дают начало реже встречающимся сапропелевым углям.

Преобразование перешедшего в осадок органического вещества происходит в течение нескольких стадий. Вначале при разложении в водной среде и восстановительных условиях образуется торф, в естественном состоянии представляющий собой бурую или темно-коричневую кашицеобразную массу, состоящую из остатков органического вещества и значительного объема воды (до 80-90 %). Для использования торфа как топлива влажность его снижают высушиванием до 25 %. В последующие стадии, после перекрытия торфа минеральными осадками и погружения на большую глубину, под действием биогенных процессов, повышающихся температуры и давления происходит уплотнение осадка, отжатие воды и

изменение компонентного и химического состава органического вещества с последовательным образованием бурого, каменного угля и антрацита. Конечным продуктом изменения является графит, относящийся уже к метаморфическим образованиям.

Таблица 10.

Состав каустобиолитов, в % (по Н.В. Логвиненко)

Тип каустобиолита /элементный состав	С	Н	О	N
Древесина	50	6,0	43	1
Торф	59	6,0	33	2
Бурый уголь	69	5,5	25	До 0,8
Каменный уголь	82	5,0	13	До 0,8
Антрацит	95	2,5	2,5	Следы
Сапропель	52-59	7-8	1-3	20-30
Горючий сланец	60-75	7-9	2-4	10-20
Богхед	72-77	9-10	0,7-0,8	10-12
Липтобиолит	75-85	5-10	10-15	
Нефть	84-88	12-14	1-2	Менее 1

Каменные и бурые угли образуются из остатков высших растений. Из низших растений остатки низших растений водорослей образуются «богхеды» и «кеннели». Известны угли, состоящие из смол и спор. Они очень богаты летучими компонентами.

В зависимости от исходного биогенного материала выделяют три группы угольных каустобиолитов:

1) гумусовые породы, образующиеся за счет остатков высших растений. К этой группе принадлежат торф, бурые и каменные угли, антрацит;

2) сапропелиты – сапропелевые угли и горючие сланцы. В составе этих пород преобладают остатки планктонных организмов и низших водорослей;

3) липтобиолиты, слагающиеся лишь наиболее стойкими компонентами остатков высших растений – оболочками спор, кутикулами (тонкой поверхностной кожицей), смоляными тельцами и другими образованиями. К липтобиолитам относятся редкие типы углей.

Угли образуются в болотах, лагунах, озерах при разложении растительной ткани на воздухе и под водой. Первой стадией образования угля является торф, затем бурый уголь, затем каменный уголь и антрацит. Преобразования осуществляются в длительный период (миллионы лет).

Торф. Представляет собой скопление растительных остатков различной степени разложенности и гелефикации. Химическим анализом в торфе устанавливаются воски, смолы, жирные кислоты, углеводы, лигнин и продукты его превращения – гуминовые кислоты, остатки неразложившихся растений, содержащих лигнин и целлюлозу. Сложение его волокнистое,

землистое, цвет бурый, обычно содержит терригенные примеси и минеральные новообразования (сидерит, вивианит и др.). Торф образуется в болотах и торфяниках. Растительность болот (мхи, травы, древесные формы), отмирая падает на дно, где в условиях затрудненного доступа кислорода при участии бактерий разлагается (процесс оторфенения). Содержание углерода в органической массе (без воды и золы) составляет 55-60%.

Сапропель. Это ил, содержащий большое количество органического вещества (синоним гиттия). Основная масса его состоит из тонкого и грубого детрита водорослей, различных животных (микроорганизмы, насекомые) и растений. Всегда содержит терригенные примеси и минеральные новообразования (до 30-50 %). В общем это темная, мягкая и жирная масса однородного или микрослоистого строения, состоящая из различных органических веществ и содержащая углерод до 60-70 %.

Сапропель образуется в болотах и озерах при захоронении на дне водорослей, животного планктона и других организмов и разложении их без доступа воздуха (процесс гниения). Встречается совместно с торфом в большинстве болот России. Сапропель без примеси гуминовых веществ (чистый) встречается редко. Описан в оз. Балхаш, как балхашит. Применяется как удобрение и в медицине (лечебные грязи).

Горючие сланцы. Это преимущественно глинистые или мергелистые породы, содержащие от 20 до 50 % гумусовых или сапропелевых органических веществ. Окраска их темно-серая, коричневато-зеленая, желтовато-серая или светло-серая. Они очень похожи на тонкослоистые глинистые породы или мергели, но имеют значительно меньшую плотность. Среди них наиболее распространенными являются пиробитумные сланцы, из которых битумы не извлекаются органическими растворителями. Они могут быть извлечены только путем сухой перегонки при $t \sim 500-600^{\circ}\text{C}$. Пиробитумные сланцы загораются от спички, горит коптящим пламенем, издавая запах жженой резины. Углистые сланцы не загораются от спички, выделяют воду и иногда незначительное количество продуктов перегонки угля.

Глинистые пиробитумные сланцы – темно-серые, бурые или черные, явно сланцеватые или тонко-плиточные, в отличие от глинистых сланцев имеют малую плотность.

Мергелистые пиробитумные сланцы (кукерскиты) – массивные, неслоистые, скрытокристаллические, очень легкие горные породы. Окраска светло-бурая и иногда светло-зеленовато-бурая. Отдельность грубо плитчатая, параллелепipedальная. Встречаются в ассоциации с карбонатными породами. Под микроскопом в кукерскитах видны многочисленные мелкие (0,01-0,05 мм) зерна кальцита, равномерно распределенные в массе светло-бурого битума.

Источником органического вещества в пиробитумных сланцах являются остатки низших растений-водорослей, которые смешивались с глинистым и карбонатным материалом в процессе осадконакопления.

Иногда пиробитумные сланцы называют сапропелевыми. По месту образования могут быть пресноводными, лагунными и морскими.

Ископаемые угли по генезису делятся на:

- Гумусовые угли или гумиты (из остатков древесной растительности)
- липтобиолиты (из спор, кутикулы, пробки и других смолистых частей древесных растений)
- сапропелиты – угли из скоплений водорослей

Гумусовые угли пользуются наибольшим распространением. Цвет бурый, темно-серый, черный. Блеск матовый или блестящий. Удельный вес 1,1-1,7; твердость по шкале Мооса – 1-3.

Каменные угли. Осадочные породы, целиком, состоящие из тонкодисперсного органического вещества. Они образовались из растительных осадков и претерпели значительные преобразования.

По внешнему виду черные, буровато-черные, черта – черная; плотные, очень легкие горные породы, но плотность выше, чем у бурых углей (1,1-1,3 г/см³). Излом ровный, раковистый, блестящий и матовый. Иногда излом неровный, занозистый из-за сильной трещиноватости.

Состав:

- 1) обугленные, гелефицированные остатки растительной ткани, сохранившие первоначальную клетчатую структуру (фюзен, ксилен)
- 2) коллоидное аморфное органическое вещество, полностью утратившее первоначальную структуру (витрен).
- 3) устойчивые растительные остатки (споры, обрывки кутикулы, смоляные тельца) - дюрэн.

Петрографические разновидности углей.

1. *Фюзено-ксиленовые угли* матовые и как бы зернистые угли, с неровным шероховатым изломом, хрупкий и мягкий (пачкает пальцы). Имеет клеточное строение, стенки клеток набухшие и отверстия малы. Под микроскопом не прозрачны.

2. *Витреновый уголь* – блестящий со стеклянным блеском и раковистым изломом, твердый и хрупкий. Он состоит из бесструктурного гелефицированного вещества со следами клеточной структуры.

3. *Клареновые угли* состоят из гелефицированной массы с незначительной примесью устойчивых органических остатков (спор, кутикул, смоляных телец, различно измененных остатков растительных тканей). Макроскопически всегда блестящие с ровным раковистым изломом и сильно трещиноватые. Под микроскопом прозрачны красного или темно-оранжевого цвета. Смоляные тельца ярко-желтого цвета.

4. *Дюреновый уголь.* Матовый, плотный, черный или сероватый уголь. Состоит из устойчивых растительных остатков, находящихся в непрозрачной черной массе без следов клетчатого строения. В зависимости от характера преобладающих микрокомпонентов выделяют споровый, кутикуловый и другие дюрены.

5. *Антрацит* - наиболее преобразованный уголь. Блестящий, легкий, с небольшим количеством летучих веществ. Он загорается только при высокой температуре и горит без дыма.

Бурые угли. Наименее преобразованные, занимают промежуточное положение между углем и торфом. Они получили свое название по характерному бурому цвету. Это матовые, легкие породы (плотность – 1,0-1,2 г/см³), дают бурую черту, в щелочах – бурую вытяжку. Они состоят из почти полностью разложившегося растительного материала. В их составе присутствуют свободные гумусовые кислоты. Элементный состав приведен в табл. 8.4.

Сапропелитовые угли – продукты преобразования сапропелевого или - богхед, кеннель.

Богхед – бронзово-черный или черный сапропелевый неслоистый уголь с раковистым изломом, состоит из альгинита и витринита. **Кеннель** – сапропелитового материала больше.

Каустобиолиты нефтяного ряда

К веществам нефтяного ряда относят природные горючие газы, нефть, природные битумы. Они называются **нафтидами**.

Углеводородные газы – это предельные углеводороды с общей формулой C_nH_{2n+2} и простыми незамкнутыми структурами цепочечного или алифатического типа. Молекулярная масса углеводородных газов, включающих преимущественно четыре члена ряда алканов – метан, этан, пропан и бутан – наименьшая среди остальных углеводородов, колеблется в пределах 16-72, что и определяет их газообразное состояние.

Газогидраты – кристаллические газоданные соединения, похожие на лед или мокрый снег и существующие на малых глубинах около точки замерзания воды, а на больших глубинах в связи с давлением – при более высоких температурах. Представляют кристаллическую решетку воды с полостями, занятыми молекулами газа, главным образом метана, а также более тяжелых – до изобутана. При полном заполнении структурных ячеек воды метаном формула газогидрата – CH₄ · 5,75 H₂O, т.е. на молекулу метана приходится около шести молекул воды.

Газоконденсаты – переходные между газом и нефтью образования, представленные бесцветными, зеленоватыми, коричневыми жидкостями с плотностью 0,67-0,81 г/см³, более чем на 90 % сложенные углеводородами метанового, нефтяного, редко ароматического ряда и содержащие силикагелевые смолы и другие примеси с высокомолекулярной массой. Самостоятельных скоплений не образуют, а содержатся в газоконденсатных и газоконденсатно-нефтяных залежах.

Нефти – это природные горючие гидрофобные бесцветные, коричневые, реже зеленоватые, прозрачные и непрозрачные жидкости с плотностью 0,75-1,10 (в США плотность в 1 г/см³ принята за границу между нефтью и природным битумом) смеси и сложные растворы углеводородных, сернистых, азотных, кислородных, металлоорганических соединений – порфиринов и др. – смолистых, асфальтеновых веществ и примесей

элементов серы, свинца, железа и др. Классификации нефтей строятся по соотношению легких и тяжелых углеводородов, по составу углеводородов, примесям, физическим, технологическим и другим свойствам, что отражено в обширнейшей научной и производственно-технической литературе.

Битумы представляют собой продукты преобразования нефтей. Преобразования могут быть гипергенными (продукты выветривания) и термально-метаморфическими.

1. Продукты гипергенного изменения нефтей.

Мальты – вязкие, вязкожидкие, реже твердые нафтиды плотностью 0,965-1,03 г/см³. По содержанию масел (40-65%) мальты занимают промежуточное положение между тяжелыми нефтями и асфальтами. К ним относятся: 1) собственно мальта – органический минерал, вязкожидкий, вязкий, иногда твердый, легкоплавкий, обычно коричневого, реже черного цвета, нацело растворимый в органических растворителях; в составе мальты 30-50 вес. % - углеводороды, 50-70 – асфальтово-смолистые вещества, 2) порода, более чем на 50 об. % состоящая из вязкожидкой или вязкой разновидности одноименного минерала, образующая так называемые натечные формы залегания.

Асфальты – продукт дальнейшего преобразования нефтей в зоне гипергенеза. Асфальты вязкие и твердые, темно-коричневого или черного цвета, нацело растворимы в органических растворителях; в составе асфальта 15-30 вес. % - углеводородов, 70-85 – асфальтово-смолистых веществ;

Киры – продукт выветривания легких парафинистых нефтей, порода, состоящая, как правило, из смеси вязких разновидностей мальты и асфальта, образует натечные формы залегания, отличается повышенным содержанием кислорода в элементарном составе. Киры образует обычно жильные и (или) гнездообразные формы залегания.

Асфальтиты – представляют собой продукты дальнейшего преобразования асфальтов в зоне гипергенеза. Асфальтит - твердый, черного цвета, нацело растворимый в органических растворителях; в составе асфальтита до 15 вес. % - углеводороды и более 85 – асфальтово-смолистые вещества. Асфальтиты имеют плотность 1-1,2 г/см³, температуру плавления 100-300 °С. Асфальтиты разделяются на два подкласса: гильсониты и грээмиты. *Гильсониты* плавятся при температуре до 150 °С без видимого разложения и имеют блестящий раковистый излом. *Грээмиты* более тяжелые (плотность 1,15-1,2 г/см³), более тугоплавкие (tпл – 180-300°С), их плавление сопровождается вспучиванием, они отличаются повышенной хрупкостью, неровным изломом.

Гипергенная подгруппа нафтидов ряда мальты – асфальты-асфальтиты широко распространена в природе. Выделяется три типа залежей – пластовый, трещинный и покровных излияний. Пластовые тип залежей образуется на месте первичных нефтей, крупные скопления пластовых битумов приурочены к склонам щитов и антеклиз (Атабаска, Оленекское, Анабарское и др.) Залежи трещинного типа образуются на путях миграции первичной нефти, этот тип характерен для асфальтов и асфальтитов. Залежи

типа покровных излияний образуются в результате преобразования нефти, излившейся на поверхность. Такого типа залежи характерны для тектонически активных областей. Известны асфальтовые озера в Венесуэле и ою Тринидат, Сверном Сахалине и Азербайджане.

Дальнейшее гипергенное изменение натидов ряда мальты- асфальты-асфальтиты в зоне гипергенеза приводит к образованию так называемых оксидитумов или оксинафтидов, подразделяющихся на оксидериты и гуминокериты. Оксидерит - органический минерал от черного до бурого цвета, хрупкий, рыхлый, часто землистый, частично растворимый в органических растворителях; элементный состав, % : С = 75÷80; Н = 6÷7; О>5÷6. Гуминокерит - органический минерал, землистый, бурый и желто-бурый, реже до черного, практически нерастворимый в органических растворителях; характеризуется высокой обогащенностью кислородом (как правило, более 20 %), обедненностью водородом (3,5-6 %) и сравнительно низким содержанием углерода (60-70 %). Глубокое субаэральное выветривание приводит нефтидов приводит в конечном итоге к полному исчезновению нефтидов этого ряда.

Выделяют еще подгруппу гипергенного ряда – продукты микробиального выветривания. **Альгариты** – продукты бактериальной переработки парафинов – желтые, коричнево-бурые корочки, легко набухающие в воде. Происхождение связано с засушливым климатом. **Элатериты** – светло-серые буроватые пленки и мелкие шаровидные включения, пластичные, каучукообразная консистенция.

2. *Продукты термально-метаморфических изменений нефтей*

Кериты – углеподобный органический минерал, твердый, хрупкий, черного цвета, нерастворим или очень слабо растворим в органических растворителях; в элементном составе, %: С = 75 ÷ 90, Н = 5 ÷ 9 и ZONS = 4 ÷ 16; Кериты представляют собой продукты начального метаморфизма нефтидов. По степени метаморфизации кериты подразделяются на низшие кериты – альбертиты и высшие кериты – импсониты.

Альбертиты – твердые, блестящие, черные, хрупкие образования, плотностью 1,07-1,15 г/см³, при нагревании в пламени они набухают и горят, не растворяются в петролейном эфире, зато растворяются в хлороформе и сероуглероде. Альбертиты широко распространены в Канаде, в провинции Альберта.

Высшие кериты – *импсониты* – черные, блестящие, углеподобные образования с раковистым изломом, плотность их выше – 1,1-1,25 г/см³. При нагревании они слабо тлеют, не вспучиваясь. В органических растворителях растворяется ничтожная их часть. Элементный состав – С=85-90%, Н=5-8%. Наиболее широко распространены жильные кериты.

Антраксолиты – класс нефтидов высшей степени метаморфизма. Антраксолиты – твердые антрацитоподобные образования, неплавкие и нерастворимые в органических растворителях; элементный состав: %: С > 85, Н < 5 % - низкое содержание водорода позволяет отличать антраксолиты от керитов, в особенности от нерастворимых разновидностей последних. Районы

распространения антраксолитов прямо не связаны с нефтеносными территориями и характеризуются проявлениями магматизма, а также высокой степенью метаморфизма вмещающих толщ. Форма проявлений антраксолитов чаще всего жильная, гнездовидная, часто проявления антраксолитов сопровождается кварцем, кальцитом и др. минералами гидротермального происхождения.

По степени метаморфизма антраксолиты подразделяются на низшие, средней степени метаморфизма и высшие.

Низшие антраксолиты – твердые, черные образования, плотность 1,3-1,4 г/см³, твердость по Моосу – 2-3, элементный состав С=89-93%, Н=3-5%.

Антраксолиты средней степени метаморфизма более плотные – 1,4-1,7 г/см³, и более твердые (3-4), содержание в них Н более 1-3%, С=93-97%.

Высшие антраксолиты имеют металловидный блеск, электропроводны, плотность 1,8-2 г/см³, С=96-99%, Н менее 1%. К ним относятся *шунгиты* – высокоуглеродистые образования, распространенные в протерозойских породах Карелии первично осадочного генезиса, впервые описаны около д. Шуньга. Шунгиты залегают в виде жил и пропластков. Известны также в Канаде, Индии, Швеции.

Озокериты относятся к так называемой *фильтрационно-миграционной группе*, их образование связано с дифференциацией углеводородных флюидов в процессе миграции и фазовыми превращениями газонефтяного флюида. В результате фазово-ретроградных процессов в жидкой фазе происходит накопление и осаждение наиболее высокомолекулярных компонентов парафинового ряда. Озокериты – твердые и воскообразные нафтиды, от светло-желтого, почти белого, до черного цвета, плотностью 0,85-0,97 г/см³, температура плавления 40-50°С, известны и более высокоплавкие (до 100°С) разновидности. Элементный состав: С-83,5%, Н=12-14,5%. Характерной чертой озокеритов является то, что их масляная фракция состоит практически полностью из твердых парафинов С₂₁ до С₅₅. Жидких УВ от 2 до 35%. Образование озокеритов связано с дифференциацией высокопарафинистых нефтей и тяжелых конденсатов. Поскольку твердые УВ концентрируются преимущественно во фракциях, выкипающих при температурах выше 300°, образование высокопарафинистых нефтей такого генезиса возможно только за счет тяжелых конденсатов, мигрировавших с больших нефтей. Твердые конденсаты с повышенным содержанием твердых УВ известны во многих районах (Челекен, Предкарпатье, Западная Сибирь, Предкавказье). Промышленные образования озокерита известны в молодых кайнозойских отложениях подвижных областей – Предкарпатье, Фергана, Туркмения.

К классу озокеритов относятся *гатчетиты* - озокеритоподобные, существенно парафиновые нафтиды кристаллического строения. Они образуют светлые и светло-желтые таблитчатые и чешуйчатые минералы ромбической сингонии, форма залегания – гнезда, натёки, прожилки.

В процессе восходящей миграции особенно по слабопроницаемым породам происходит фильтрация нефтей с осаждением асфальто-смолистых компонентов, что приводит к формированию микроскопических твердых нафтидов асфальтового ряда.

Тема 4. Методы обработки и представления литологических данных (4 часа)

Для наглядного представления и систематизации аналитических данных применяют графические построения, статистическую обработку, математические способы сравнения.

Для отображения результатов гранулометрического анализа строятся *столбиковые диаграммы и кривые распределения* в двухкоординатной системе. По оси абсцисс через одинаковые интервалы откладывают размер фракций, а по оси ординат – их содержание. Эти графики иллюстрируют гранулометрический состав и степень однородности частиц. Резкое количественное преобладание одной из фракций является признаком хорошей сортировки. Примерно равное содержание размерных фракций свидетельствует о низкой сортированности и неоднородности частиц

Для отображения петрографического состава обломочных пород и определения петрографических коэффициентов используются *кумулятивные или нарастающие кривые*. Чаще всего они используются при исследовании песчаных и алевритовых образований. По оси ординат в логарифмическом масштабе откладывают максимальные размеры зерен, а по оси абсцисс суммарное количество фракций в процентах. Кумулятивные кривые позволяют определить средний размер зерна (Md – медиана), коэффициент отсортированности, (S_0), коэффициент асимметрии (Sk). Для идеально отсортированных зерен (имеющих одинаковый размер) $S_0 = 1$. С понижением степени однородности обломочных частиц S_0 возрастает. Принято считать хорошо отсортированными частицы, для которых коэффициент отсортированности варьирует в пределах от 1 до 2,5. средне отсортированными – у которых $S_0 = 2,5-4,5$, и слабо отсортированными, если $S_0 > 4,5$. Коэффициент асимметрии показывает положение преобладающей размерности по отношению к медиане. Он вычисляется по формуле:

$$Sk = (Q_1 \times Q_3) / Md^2$$

Значение $Sk < 1$ указывает на преобладание крупных фракций (крупнее медианы), при $Sk > 1$ среди обломочных частиц преобладают мелкие (мельче Md).

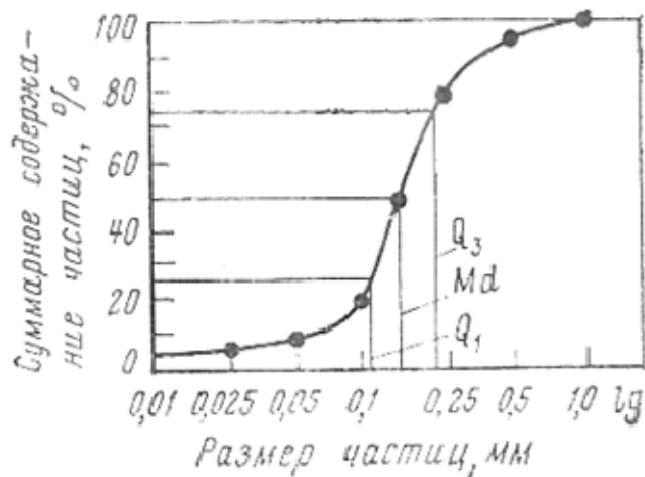


Рис. 42 Кумулятивная кривая

Треугольные диаграммы удобны для изображения литологического состава пород. На них виде точки можно показать любую трехкомпонентную систему. Каждая из вершин соответствует 100 % одного из трех компонентов, а противоположная ей сторона – нулевому содержанию этого же компонента. На треугольной диаграмме можно показать практически неограниченное количество образцов, что позволяет установить особенности изменения литологического состава пород одного возраста в пределах заданной территории или проследить эволюцию их в течение геологического времени в одном районе (разрезе).

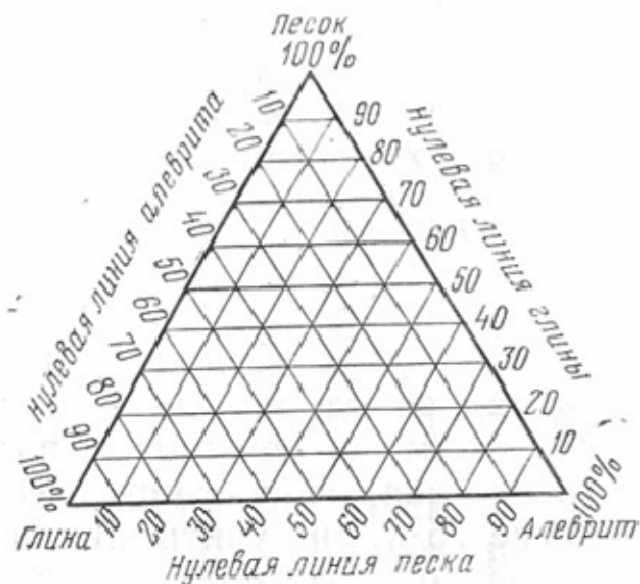


Рис. 43. Шаблон треугольной диаграммы

Литологические колонки представляют собой схематический разрез осадочных образований в данном пункте (разрезе, скважине), изображенный с помощью условных знаков в определенном масштабе. Слева от литологической колонки показывают возраст пород и вертикальный масштаб

(глубина) Справа приводится краткая характеристика пород слагающих разрез. При построении литологических колонок по скважинам используют промыслово-геофизические исследования (каротажные данные).

Литогенетические колонки – это литологические колонки, дополненные сведениями о составе пород, их структуре и физических свойствах. В зависимости от задач, стоящих перед исследователем, на литогенетическую колонку могут быть нанесены данные гранулометрического состава, результаты химического, спектрального анализа, определения пористости, проницаемости, данных по геохимии органического вещества и пластовых флюидах.

период эпоха	ярус	свита	продуктивные пласты	литология	УВнасыщение	условия осадконакопления	
верхний мел	турон	дорожковская				Глины (региональный флюидоупор)	
		долганская	Дп-I-III			Пески, песчаники с прослоями алевролитов и глин (прибрежно-морские и дельтовые фаши)	
	апт-альб	яковлевская	Як-I-VII			Переслаивание аргиллитов, песчаников с прослоями алевролитов и углей (русовые отложения)	
		гомери-барем	малометская				Песчаники, пески, алевролиты и глины (дельтовые, русовые)
	нижний мел	валанжин	суходунинская				Переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов
		берриас	нижнеберриасовая	Нх-I			Алевролиты и аргиллиты, песчаники (прибрежно-морские, дельтовые)
верхнеберриасовая			Нх-III-IV				
верхняя юра	кимеридж-волга	яновинская				Аргиллиты с прослоями алевролитов (морские)	
	оксфорд	ситовская				Алевролиты с прослоями песчаников	
	желтовей	починская				Аргиллиты	

Рис.44. Литологическая колонка с данными о продуктивных пластах

Литологические профили – это схематическое изображение разреза участка между несколькими пунктами, выполненное с помощью условных знаков. Профили имеют протяженность от нескольких метров до десятков километров. На них показывают формы и размеры геологических тел, особенности залегания, состав и фациальные изменения осадочных пород, а также расположение залежей нефти, газа и других полезных ископаемых. Основой для построения литологических профилей служат литологические колонки. На производстве в ряде случаев строят корреляционные схемы по скважинам, на которых показывают данные каротажа, литологические колонки, результаты испытания скважин, перспективные и продуктивные пласты, результаты интерпретации ГИС.

Карты содержания отдельных компонентов осадочных образований служат для наглядного изображения распределения составных частей пород или их свойств. Исходными данными для построения таких карт являются данные гранулометрического или химического анализов, а также определения свойств пород, выполненных в заданном стратиграфическом или литологическом интервале разреза. После анализа образцов по скважинам, обнажениям определяются средние или средневзвешенные значения, которые затем наносятся на карту рядом со скважиной и путем интерполяции проводятся линии равных значений заданного компонента. Такие построения часто применяются при определении области питания обломочным материалом, выявлении палеогеографической обстановки, прогнозировании пород-коллекторов и флюидоупоров и других целей.

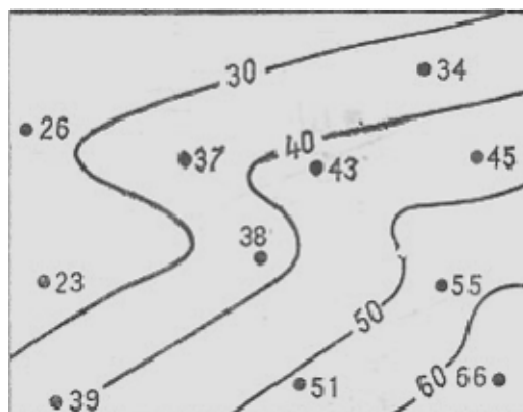


Рис. 44. Схематическая карта равных содержаний песчаной фракции

Литологические карты показывают области территориального распространения определенных групп осадочных пород, участвующих в строении какого-либо стратиграфического подразделения или его части. Обычно они выполняются для небольшой по мощности стратиграфической или литологической единицы (пачки, горизонта, яруса). Основой для построения литологических карт служат литологические колонки и литологические профили.

Литолого-фациальные и фациальные карты отражают распространение фаций в пределах региона или месторождения на определенный момент времени. Серии таких карт по разрезу позволяет реконструировать историю образования коллекторов. Литологические и литолого-фациальные карты дают наглядное представление о распределении пород в пределах исследуемой территории, характере и направлении фациальных замещений; помогают установить положение областей питания обломочным материалом, выделить зоны с различной средой осадконакопления, определить особенности рельефа, климатические черты прошлого. На рисунке 45 приводится пример фациальной карты. В таблице 11 приводятся диагностические признаки ископаемых фаций.

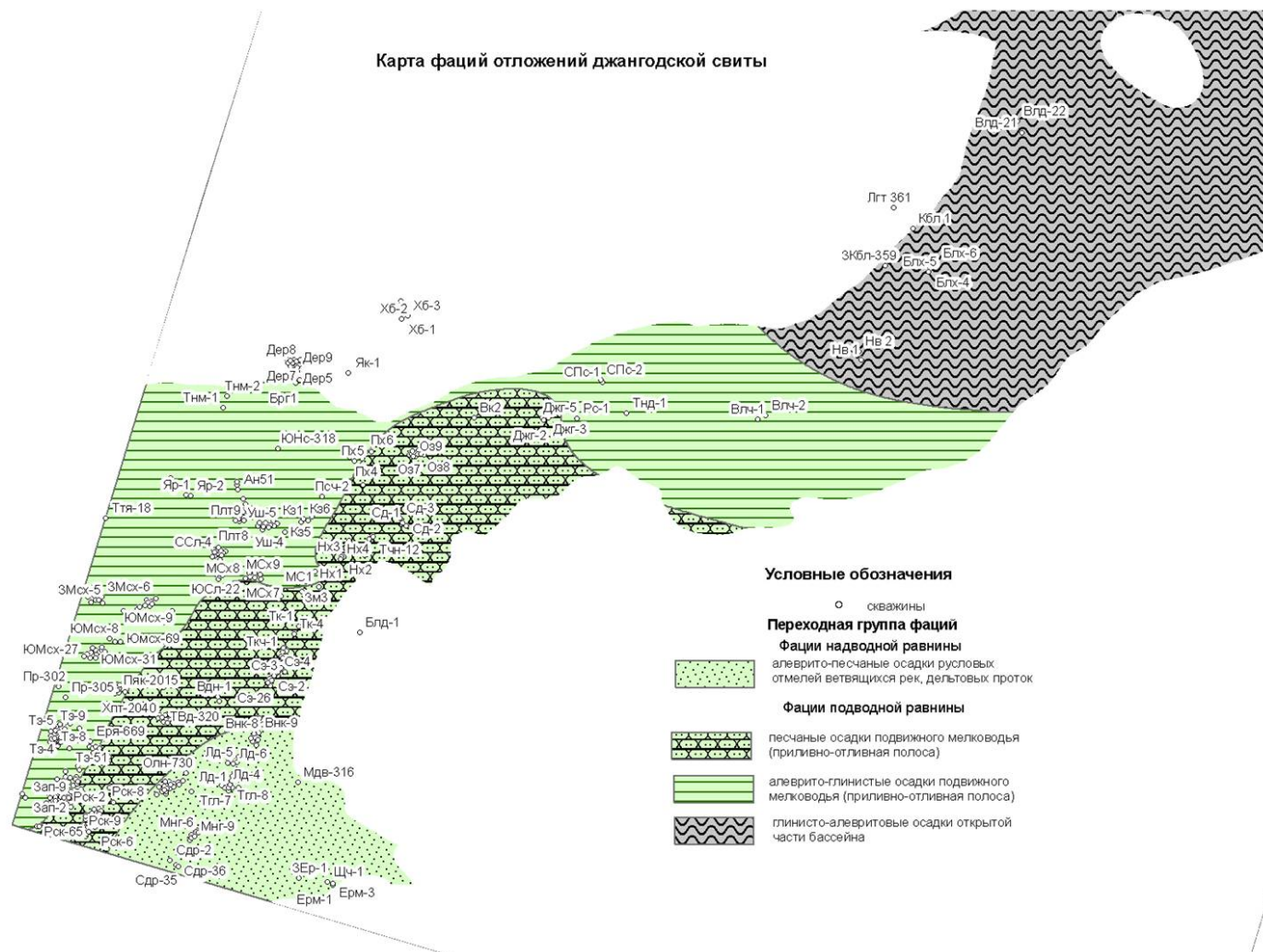


Рис. 45. Литолого-фациальная карта

Таблица 11.

ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ИСКОПАЕМЫХ ФАЦИЙ

МОРСКИЕ ФАЦИИ

Фации	Состав пород	Слоистость	Органические остатки	Другие признаки
Прибрежные(зона приливов и отливов)	Конгломераты,песчаники, алевролиты.Ракушечник,редко угли	Пологонаклонная, перекрестная	Толстостенные раковины и их обломки	Трещины усыхания, знаки ряби, ходы илоедов
Мелководные(70-200 м) шельф	Органогенные известняки, горючие сланцы.Песчаники с глауконитом, алевролиты, аргиллиты.Хемогенные-кремнистые, карбонатные, конкреции-Fe, Mn, P	горизонтальная	Разнообразные и многочисленые	
Умеренно-глубоководная до 500 м	Преобладают глинистые, реже алевролиты и песчаники. Органогенные-редко мел и др.Хемогенные кремнистые, карбонатные, пластовые фосфориты	Тонкая горизонтальная	Хрупкие, тонкостенные раковины моллюсков,малочисленные	Слабое движение придонных вод
Глубоководные до 3000 м	Глинистые, кремнистые, карбонатные илы		Редкие радиолярии, фораминиферы	В ископаемом состоянии редкая фация
Больших глубин >3000 м	Современные красные глины и илы			Ископаемые фаии неизвестны

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ФАЦИИ

Фации	Состав пород	Слоистость	Органические остатки	Другие признаки
Элювиальные	Коры выветривания(каолиновые глины с обломками коренных пород)	Отсутствует	Отсутствуют	Окрашены за счет оксидов и гидроксидов Fe и Mn
Делювиальные	Обломочный материал слабо окатанный	Отсутствует	Отсутствуют	На склонах и у подножия
Коллювиальные	Шлейф глыб и щебня	Отсутствует	Отсутствуют	
Пролювиальные	Галечники, конгломераты, песчано-глинистые породы	Косая речного типа	Отсутствуют	
Аллювиальные	Терригенные обломочные	Косая слоистость	Растительные остатки, раковины моллюсков	Укрупнение отложений вниз по разрезу
Озерные	Песчано-глинистые, кремнистые и карбонатные с Fe-Si конкрециями	Тонкая горизонтальная, реже косая	Частые: моллюски, водоросли, споры и пыльца	Знаки ряби
Болотные	Торф, бурые и каменные угли	Горизонтальная	Растительные остатки	
Пустынные	Песчано-глинистые с линзами солей	Переменяющаяся. Следы ветровой ряби	Редкие	Трещины усыхания, красноцветная окраска
Моренные	Валуны, галечники, песчано-глинистые	Не слоистые	Отсутствуют	Следы ледниковой штриховки
Флювиогляциальные	Песчано-галечный	Косая слоистость	Отсутствуют	Плохая окатанность
Озерно-ледниковые	Глинисто-алевритовые с песчаниками в краевых зонах	Тонкая горизонтальная ленточного типа	Отсутствуют	Наличие известковых стяжений

ПЕРЕХОДНЫЕ ФАЦИИ

Фации	Состав пород	Слоистость	Органические остатки	Другие признаки
Лагунные				
Опресненных бассейнов	Алеврито - глинистые, органогенные	Горизонтальная	Обильны: водоросли, мшанки, моллюски плохой сохранности	Отсутствуют глауконит и фосфорит
Засоленных бассейнов	Соляные и карбонатные, песчано-глинистые загипсованные, мергели	Горизонтальная	Отсутствуют	
Дельтовые				
Дельтовые	Пестрота литологического состава	Косая	Отсутствуют	Скопления угля и нефти
Эстуариев и лиманов	Песчано-глинистые и железистые	Речного типа	В основном - растительные	Скопления угля, нефти и газов

В области нефтяной геологии литолого-фациальные карты и профили являются важными документами при научном прогнозировании зон нефтегазонакопления и нефтегазообразования. Они в комплексе с результатами изучения керна, боковых грунтов позволяют выделить области развития пород-коллекторов и пород-экранов, установить форму их тел и установить емкость возможных резервуаров нефти и газа.

В практике нефтегеологических работ возможности литологических методов, в частности для фациального анализа, ограничены. Известно, что выход керна очень невелик, а в ряде скважин и вовсе отсутствует. Однако практически во всех скважинах проводится широкий комплекс промыслово-геофизических исследований. По некоторым из них, в частности, по данным электрокаротажа скважин, можно получить информацию о гранулометрическом составе пород и проводить фациальную диагностику осадочных образований. Теоретические и методологические положения нового направления нефтяной геологии –электрометрии песчаных тел-коллекторов и глинистых пород-экранов разработал В. С. Муромцев.

Для определения генезиса осадков по данным каротажа необходимо знание изменения условий седиментации во времени для отложений каждой фации. Фации в данном случае рассматриваются с позиций выявления механизма формирования слагающих их осадков, в основу которого положен седиментологический фактор изменения палеогидродинамики среды. Выделяется пять гидродинамических уровней (режимов): очень высокий, высокий, средний, низкий и очень низкий. Каждый из этих уровней характеризуется рядом первоначальных признаков, отражающих динамическую активность среды седиментации.

Для каждой фации имеются свои, только ей свойственные, сочетания палеодинамических режимов седиментации. Смена палеогидродинамических уровней в характерной для данной фации последовательности носит название с е д и м е н т о л о г и ч е с к о й м о д е л и ф а ц и и . Эти модели дают возможность реконструировать палеогидродинамическую обстановку и определять генезис осадков по электрокаротажным разрезам скважин.

Как известно, метод самопроизвольной поляризации (ПС) в условиях терригенного разреза отражает литологические свойства пород (относительную глинистость и размеры обломочных частиц), что позволяет выявлять особенности среды седиментации и оценивать коллекторские свойства пород. С целью исключения влияния изменения химического состава буровых растворов и масштабов записи на характер кривой ПС были использованы относительные значения ПС или $L_{\text{пс}}$.

Э л е к т р о м е т р и ч е с к а я м о д е л ь ф а ц и и – это отрезок кривой ПС, отражающий литофизические свойства пород, обусловленные характерной последовательностью смены палеогидродинамических уровней среды седиментации во времени.

В качестве лабораторного задания преподаватель выдает студентам каротажные диаграммы по глубоким нефтегазопроисковым скважинам с данными по пористости пород и содержанию органического углерода, а также образец породы со шлифом одной разновидности породы разреза (по одному пласту). Необходимо выполнить макро- и микроскопическое описание породы, откалибровать каротажную диаграмму, построить литогенетическую колонку, составить электрометрическую модель фации. Затем студенты объединяются в бригады по 4-5 человек (по две бригады в каждой подгруппе) и по этим совместным данным строят литолого-фациальную карту по этому пласту.

Заключение

При выполнении лабораторных занятий студенты приобретают навыки диагностики осадочных пород, учатся давать заключения о фациальной обстановке осадкообразования, реконструировать историю породы (этапы литогенеза) и применять эти данные для построения литологических и седиментологических колонок, литолого-фациальных профилей и карт.

Список литературы

1. Алексеев В.П. Литология: Учебное пособие. – Екатеринбург: Изд-во УГГА, 2001. – 249 с.
2. Атлас текстур и структур осадочных горных пород/под редакцией А.В.Хабакова. М., Госгеолтехиздат, 1962
3. Ежова А.В. Литология. Учебное пособие. – Томск, ТПУ, 2005. – 353 с.
4. Занин Ю.Н. Петрография фосфоритов. Новосибирск, Наука, 1992. - 191 с.
5. Иванова Г.М., Столбова Н.Ф. Практикум по петрографии осадочных пород. Томск, ТПУ, 1992. - 120 с.
6. Казанский Ю.П., Белоусов А.Ф., Петров В.Г. и др. Осадочные породы. Новосибирск, Наука, 1987. -212 с.
7. Карогодин Ю.Н. Введение в нефтяную литологию. Новосибирск, Наука, 1990 – 239 с.
8. Котельников Д.Д., Конюхов А.И. Глинистые минералы осадочных пород. М., Недра, 1986.- 246 с.
9. Логвиненко Н.В. Петрография осадочных пород. 3-е изд. М., Высш. Шк., 1984. - 416 с.
10. Логвиненко Н.В., Сергеева Э.М. Методы определения осадочных пород. Л., Недра, 1988. 240 с.
11. Малеев Е.Ф. Вулканогенные обломочные горные породы. М., Недра, 1977. 213 с..
12. Маслов А.В. Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. – Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2005. - 289 с.
13. Муромцев В.С. Электрометрическая геология песчаных тел – литологических ловушек нефти и газа. – Л.. Недра, 1984, 260 с.

14. Наумов В.А. Оптическое определение компонентов осадочных пород. М., Недра, 1981. 202 с.
15. Оникеев С.К. Структуры осадочных пород. М., МГГУ, 2003
16. Основы генетической классификации битумов / В.А. Успенский, О.А. Радченко, Е.А. Глебовская и др. Л., Недра, 1964. 267 с.
17. Петрография осадочных пород. В 2 т./Под ред. Г.Б. Мильнера и др. М., Недра, 1968. Т. 1. 500 с; Т. 2. 665 с.
18. Петтиджон Ф. Дж. Осадочные породы. М., Мир, 1981. 751 с.
19. Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М., Мир, 1976. 536 с.
20. Прошляков Б.К., Кузнецов В.Г. Литология: Учебник для вузов. – М.: Недра, 1991. – 444 с.
21. Прошляков Б.К., Кузнецов В.Г. Литология и литолого-фациальный анализ. – М., Недра, 1981. – 284 с.
22. Пустовалов Л.В. Петрография осадочных пород. Т. 3. Таблицы. М.-Л., гостоптехиздат. 1940. 63 табл.
23. Рыка В., Малишевская А. Петрографический словарь. М., Недра, 1989. 590 с.
24. Справочник по литологии /под редакцией Н.Б.Вассоевича, В.И.Марченко. - М.: Недра, 1983. 509 с.
25. Теодорович Г.И. Аутигенные минералы осадочных пород. М., Изд-во АН СССР, 1958 а. 225 с.
26. Фролов В.Т. Литология. В 3 кн. М., Изд-во Моск. Ун-та, 1992-1993. Кн. 1, 1992. 336 с.; кн. 2, 1993. 430 с.; кн. 3, 1995. 352 с.
27. Фролов В.Т. Руководство к лабораторным занятиям по петрографии осадочных пород, МГУ, 1964
28. Чернов В.Г. Псефиты и их геологическое значение. Изд-во Моск. Ун-та. 1982. 70 с.
29. Шванов В.Н. Песчаные породы и методы их изучения. Распространение, структуры, текстуры. Л., Недра, 1969. 248 с.
30. Швецов М.С. Петрография осадочных пород. М., Госгеолтехиздат, 1958. 416 с.

**Федеральное агентство по образованию
Федеральное государственное образовательное учреждение
высшего профессионального образования
«Сибирский федеральный университет»**

УТВЕРЖДАЮ

Декан _____ факультета
_____/_____/_____
«_____» _____ 200__ г.

**ПОСОБИЕ К ЛАБОРАТОРНЫМ РАБОТАМ ПО
КУРСУ «ИСТОРИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ»**

Дисциплина Литология и историческая геология
(наименование дисциплины в соответствии с ФГОС ВПО и учебным планом)

Укрупненная группа 130000 «Геология, разведка и разработка полезных ископаемых»
(номер и наименование укрупненной группы)

Направление 130300 «Прикладная геология»,

Специальность 130304 «Геология нефти и газа»
(номер и наименование направления, специальности)

Факультет Горно-геологический

Кафедра Геологии, минералогии и петрографии

Красноярск
2007

Учебное пособие для лабораторных и самостоятельных работ

по литологии для студентов очной и заочной форм обучения по направлению
130300 (650100) «Прикладная геология»
специальности 130304 (080500) «Геология нефти и газа»

Сост. Сосновская О.В., ГОУ СФУ. – Красноярск, 2007. – 72с.

СОДЕРЖАНИЕ

1. Лабораторная работа 1. Работа с палеонтологическими коллекциями	2
2. Лабораторная работа 2. Работа с коллекциями по фациям.....	42
3. Лабораторная работа 3. Составление стратиграфической колонки по описанию, палеогеографической и палеотектонической кривых.....	44
4. Лабораторная работа 4. Восстановление истории развития участка по каменным коллекциям.....	48
5. Лабораторная работа 5. Руководящие формы, история развития органического мира.....	50

ЛАБОРАТОРНАЯ РАБОТА № 1

РАБОТА С ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИМИ КОЛЛЕКЦИЯМИ

(Ауд – 6 час., контр. работа – 2 часа, сам. работа - 24 часа)

Работа делится на две части, во время первой (1а-в) студенты знакомятся с каменным материалом и выполняют контрольную работу, во второй части (1г) изучают органические остатки в палеонтологических шлифах.

Лабораторная работа 1а-в

Цель работы: Знакомство с коллекциями ископаемых организмов.

Порядок выполнения работы:

1. Просмотр палеонтологических коллекций (формы сохранности, беспозвоночные, растения, фитолиты).
2. Решение палеонтологических задач.

Во время первой части работы студенты совместно с преподавателем знакомятся с формами сохранности ископаемых и основными группами древних растений и беспозвоночных. Преподаватель объясняет основные признаки каждой окаменелости (из предлагаемого для изучения списка, см. ниже), а также знакомит студентов с другими ископаемыми представителями типа или класса.

В соответствии с программой студентам предлагается изучить и запомнить следующие окаменелости (до рода):

Тип Sarcodina. Саркодовые Род Fusulina (C ₂₋₃) Род Nummulites (P)	Тип Mollusca. Моллюски Род Turritella (K-KZ) Род Cerithium. (K ₂ -KZ) Род Helix (P-Q) Род Cardium (N-Q) Род Pecten (P ₂ -Q) Род Orthoceras (O ₂) Род Endoceras (O) Род Nautilus (P-Q) Род Timanites (D ₃) Род Ceratites (T ₂) Род Virgatites (J ₃) Род Belemnitella (K ₂)
Тип Spongia. Губки Род Ventriculites (K ₂)	
Тип Archaeocyatha. Археоциаты Род Aldanocyathus (€ ₁) Род Erbocyathus (€ ₁) Род Archaeocyathus (€ ₁)	
Тип Cnidaria. Стрекающие Род Favosites (S-D) Род Catenipora (O ₃ -S) Род Syringopora (O ₃ -C) Род Caninia (C-P ₁) Род Calceola (D ₂)	Тип Brachiopoda. Брахиоподы Род Lingula (O?, S-Q) Род Orthis (O ₁ -O ₂ ?) Род Productus (C) Род Euryspirifer (D)

Тип Bryozoa. Мшанки Род Fenestella (O ₃ -P)	Тип Echinodermata. Иглокожие <i>Род Echinospaerites (O₂₋₃)</i> Род Cupressocrinus (D ₂) Род Cidaris (T-Q) Род Micraster (K ₂)
Тип Annelida. Кольчатые черви Род Serpula (S-Q)	
Тип Arthropoda. Членистоногие Род Agnostus (Є ₂₋₃) Род Olenoides (Є ₂) Род Asaphus (O) Род Leperditia (S-D)	Тип Hemichordata. Полухордовые Класс Graptolithina. Граптолиты

Во второй части работы студент получает коробочки с образцами окаменелостей, которые он определяет с помощью атласа (см. ниже). В атласе дано описание только родов, т.к. характеристика типов и других систематических единиц приводится в лекциях курса.

В итоге занятия студент должен научиться распознавать основные группы ископаемых (типы, классы, иногда подклассы) и ряд окаменелостей до родов, а также запомнить время их существования.

Контроль за усвоением студентами материала производится на контрольной работе, на выполнение которой отводится два часа. Студенту выдается коробочка с образцами ископаемых и бланк, в который заносятся сведения об определяемых окаменелостях. Форма бланка (для одного образца) приведена ниже.

Контрольная работа по палеонтологии (беспозвоночные)

Лист 1	Группа	ФИО студента	Коллекция № Оценка
---------------	--------	--------------	-----------------------

№	1. Название ископаемых		2. Геохронологический возраст		3. Условия и образ жизни, морфология представителей рода	
	1. Тип	1.	1. Класс	1.	1. Среда обитания, соленость	1.
1	2. Класс	2.	2. Рода	2.	2. Форма жизни	2.
	3. Отряд	3.			3. Образ жизни	3.
	4. Род	4.			4. Особенности морфологии	4.

Позвоночные не рассматриваются на лабораторных занятиях, этот раздел палеонтологии студенты изучают самостоятельно по методическим указаниям «Позвоночные» (автор О.В.Сосновская). В указаниях содержатся краткие сведения об основных представителях позвоночных и их изображения. Контроль этой части осуществляется тестированием. Кроме того, предлагается определить несколько представителей позвоночных по картинкам.

АТЛАС ИСКОПАЕМЫХ ОРГАНИЗМОВ

Надцарство Procariota. Доядерные организмы
Царство Bacteria. Бактерии
Царство Cyanobionta. Цианобионты

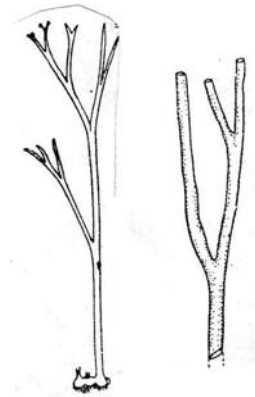


Строматолиты – прикрепленные постройки (пластообразные, желваковые, столбчатые) слоистого строения, в образовании которых участвовали архебактерии, цианобионты, водоросли.

Онколиты – круглые желвачки концентрически-слоистого строения, образовавшиеся в неспокойной водной среде при участии обволакивающих цианобионтов, архебактерий, водорослей.

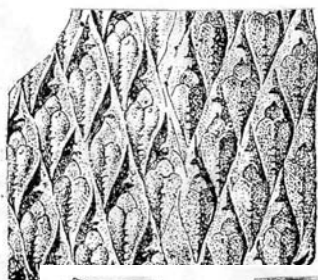
Надцарство Eucaryota. Ядерные организмы
Царство Phyta. Растения
Подцарство Thallophyta. Низшие растения

Подцарство Telomophyta. Высшие растения
Отдел Bryophyta. Моховидные

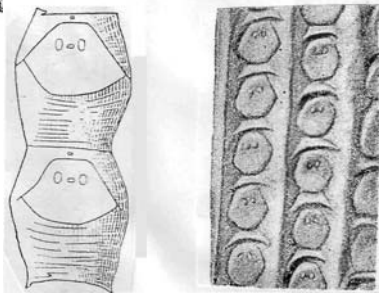


← **Отдел Rhyniophyta. Риниофиты**
или Propteridophyta. Проптеридофиты

Отдел Pteridophyta. Птеридофиты
Класс Lycopodiopsida. Плауновидные
Порядок Lepidodendralis.

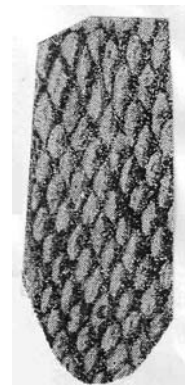


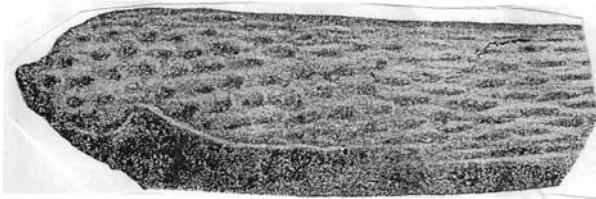
Род *Lepidodendron* (С-Р). Древовидные растения до 40 м в высоту. Ветвление дихотомическое. Листья длинные до 1 м с одной жилкой. Листовые подушки ромбовидной формы, вытянутые по длине ствола и расположены по спирали.



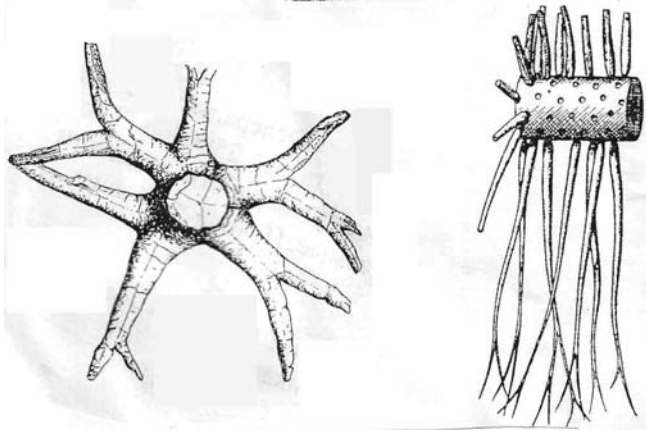
Род *Sigillaria* (С). Крупные деревья. Стволы неветвящиеся, либо ветвились один-два раза вблизи верхушки. На стволах продольная ребристость. Листовые подушки шестиугольной формы.

Род *Bergeria* – тип сохранности коры: разрушена только наружная пленка и слабо видны очертания листовых подушек.



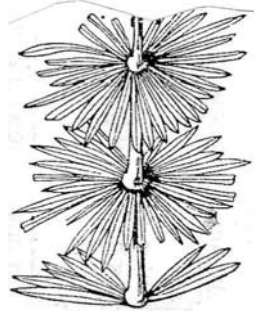


Pod Knorria (С) – разрушены более глубокие слои коры, не сохраняются листовые подушки и рубцы, видны только рубчики от проводящего пучка.

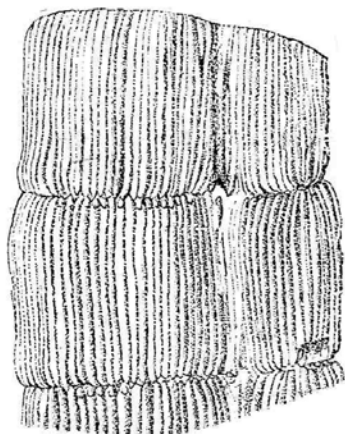


Для прикрепления деревьев имелись дихотомически ветвящиеся подземные части стебля (стигмари). Они имели отростки наподобие корневых волосков, осуществлявших функцию питания. Эти отростки, отпадая, оставляли след на «корне» в виде ямки.

Членистостебельные (Членистостебельные)



Pod Annularia (С-Р). Облиственные побеги некоторых (разных) хвощевидных растений. Листья линейные или ланцетные с одной жилкой. Располагаются мутовками и в основании срастаются в узкое кольцо.



Pod Calamites (С-Р). Округлые или слегка сплюснутые сердцевинные отливы или остатки самих стволов (до 50 см в диаметре). Поверхность междоузлий покрыта вертикальными бороздами, которые чередуются проходя междоузлия, т.е. меняют направление.

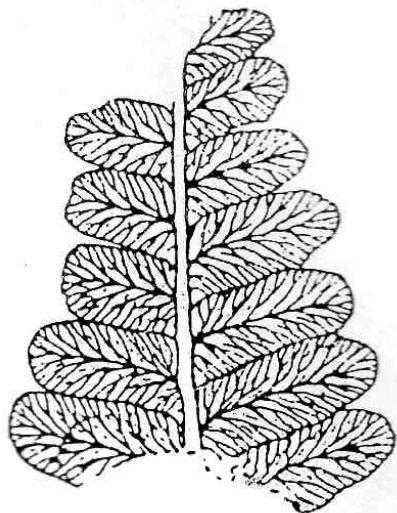


Pod Phyllotheca (С-Р). Плоские стебли с ребристыми междоузлиями. Ребра сквозные у древних или меняют направление в узлах у более молодых форм.

Листья линейные, располагаются в узлах под острым углом к стеблю и срастаются на значительную длину,

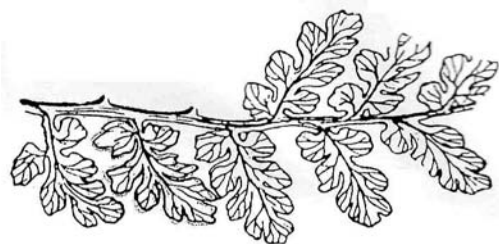
образуя чашечку – влагалище.

Класс Filicopsida. Папоротники



Pod Pecopteris (С-Р).

Перышки продолговатой языковидной формы. Прикрепляются к оси широким основанием, постепенно сужаются к округлой или заостренной верхушке. Жилкование перистое с хорошо выраженной срединной жилкой, боковые жилки дихотомически ветвятся.



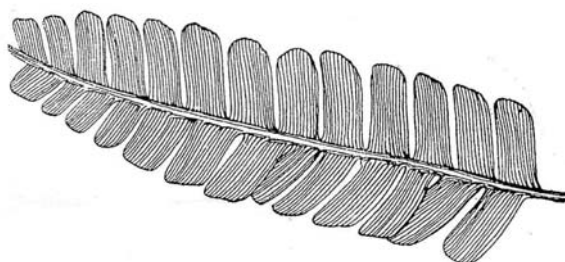
Pod Sphenopteris (С-Р).

Перышки округлые, клиновидные, часто сильно рассечены на лопасти. Основание сужено, клиновидное. Жилкование от веерного до перистого.

Отдел Gymnospermae. Голосеменные



Pod Czekanowskia (Т₃-К). Древесное растение. Листья отходят от укороченного побега. Каждый лист рассечен на узкие доли, имеющие лентовидный облик и собранные в виде пучка. Жилкование в основном параллельное. Число жилок от одной до десятка.



Pod Nilssonina (Т-К). Растения с кроной из крупных листьев, похожие на пальму. Листья длинные, рассеченные на сегменты. Жилки в сегментах параллельные, отходят от рахиса под прямым углом.



Род Cordaites (С-Р). Высокие стройные деревья до 20-30 м в высоту. Листья линейной, ланцетной формы различных размеров 3-25 см). кожистые с ровным краем. Жилкование густое, жилки четкие, слабо расходящиеся, неоднократно дихотомирующие.

Отдел Angiospermae. Покрывтосеменные

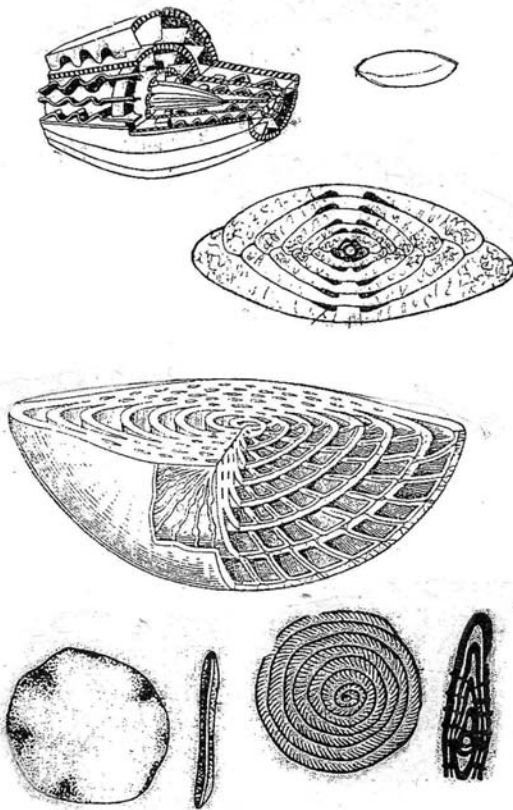
Отдельные представители отдела не изучаются.

Царство Animalia (Zoa). Животные

Подцарство Protozoa. Простейшие

Тип Sarcodina. Саркодовые

Класс Foraminifera. Фораминиферы



Род Fusulina (лат. fusus – веретено) (С_{2,3}) – раковинка известковая, многокамерная, вытянутая по оси навивания, по форме и размерам похожа на зерно ячменя. Снаружи виден лишь один, последний, оборот, который закрывает все предыдущие. Размер до 2-20 мм. Бентос.

Род Nummulites (лат. nummulus – монетка) (Р). Раковина известковая, дисковидная, спирально свернутая, многокамерная, размеры 2-5 см до 10 см в диаметре. Подвижный бентос.

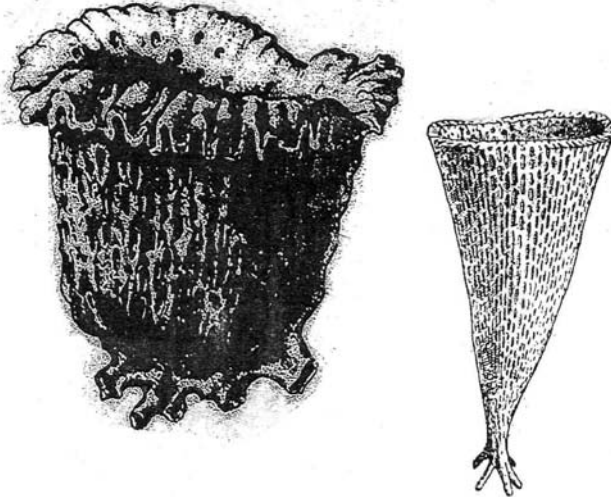
Оба рода – морские (соленость нормальная) тропические и субтропические организмы сублиторали, жили на глубине менее 60 м. Формы одиночные. Размножение половое и бесполое

(деление). Питаются микроорганизмами.

Подцарство Metazoa. Многоклеточные

Надраздел Примитивные многоклеточные животные.

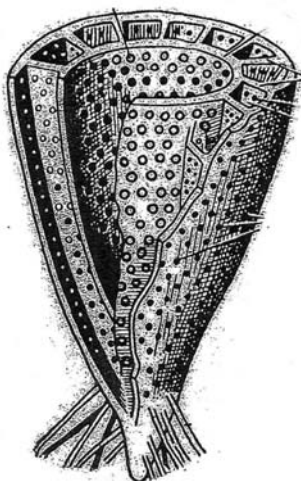
Тип Spongia. Губки



Pod Ventriculites (venter-живот, culmen-вершина) (K_2). Одиночные формы в виде широкого кубка, нередко с отогнутыми складчатыми верхними краями. Центральная полость широкая и глубокая. Спиккулы кремневые трехосные (шестилучевые). Жили в морской воде нормальной солености, прикрепленные, фильтраторы (пища попадает с водой в тело сбоку через мелкие отверстия – поры, выбрасывается

вверх из центральной полости через устье), питались микроорганизмами. Размножение половое (личинка).

Тип Archaeocyatha. Археоциаты



– *δ Aldanocyathus* (ϵ_1) (Алдан – ка). Двустенные одиночные кубки обычно конические и кубкообразные, в интерваллюме – септы, поры острые.

δ Erbocyathus (ϵ_1) (Ерба – река). Двустенные колониальные формы. Кубки срастаются боковыми сторонами, имеются септы, днища отсутствуют.



Pod Archaeocyathus (ϵ_1). Кубки одиночные двустенные. Септы и днища не выражены. В интерваллюме расположены септении.

Все перечисленные археоциаты - прикрепленные организмы (бентос), жили в теплой морской воде нормальной солености, до глубин 20-30 м, реже до 100 м. Рифостроители. Питались микроорганизмами. Размножение половое (личинка) и бесполое (деление).

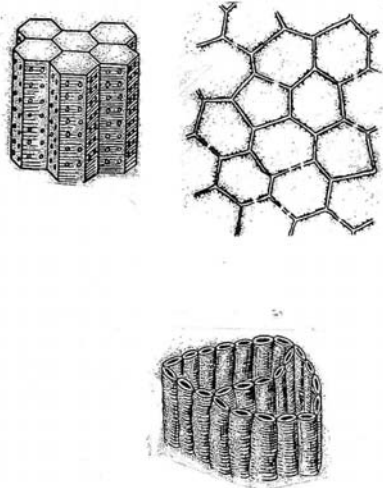
Надраздел Настоящие многоклеточные

Раздел Radiata. Радиально-симметричные или лучистые
(Низшие беспозвоночные)

Тип Cnidaria. Стрекающие
(Тип Coelenterata. Кишечнополостные или Целентераты)

Класс Anthozoa. Коралловые полипы

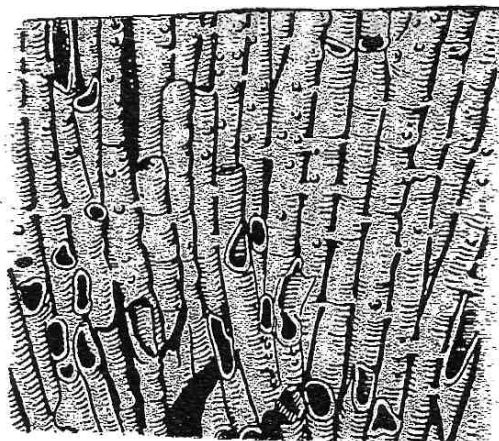
Подкласс Tabulata. Табуляты



ные о;
сечениями. Между кораллитами мелкие промежуточные трубки. Шипики
мелкие, днища горизонтальные.

Pod Favosites (лат. favus-шестиугольная плита, пчелиные соты) (S-D) – «сотый» коралл. Колонии массивные, полусферической, дисковидной или другой формы. Кораллиты многоугольные, плотно прилегающие друг к другу, на их гранях имеются поры и шипики, днища горизонтальные. Диаметр кораллитов обычно от 1 до 6-8 мм.

Pod Catenipora (O₃-S). Колонии цепочечубцилиндрические с овальными поперечными сечениями. Между кораллитами мелкие промежуточные трубки. Шипики



Pod Syringopora (греч. syringos – трубка) (O₃-C). Колонии кустистые, кораллиты цилиндрические, в сечении округлые, сообщающиеся между собой с помощью тонких соединительных трубок. Имеются шипики и воронковидные днища. Перечисленные кораллы жили в морской теплой чистой воде нормальной солености на небольшой глубине – до 50 м. Прикрепленный бентос.

Все табуляты - колониальные, питались микроорганизмами. Размножение половое и бесполое (деление, почкование).

Подкласс Tetracoralla (Rugosa)
Четырехлучевые кораллы (Ругозы).

Pod Caninia (в честь принца de



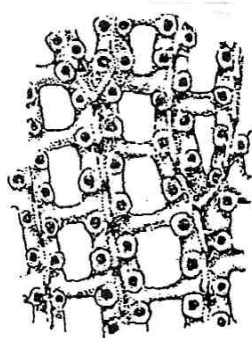
Canino, он же Шарль Бонапарт) (С-Р₁). Одиночный коралл цилиндрической и конической формы. Септы тонкие и длинные, но до центра не доходят и составляют 0,5 радиуса. Коралл двузонный: имеются днища и пузыревидные образования на стенках коралла.

Pod Calceola (лат. calceola - туфелька) (D₂). Одиночный коралл по форме напоминающий кончик туфельки. Поперечное сечение округленно-треугольной формы. Септы короткие и толстые. Днища редкие.

Образ и условия жизни у ругоз такие же, как и у табулят.

Раздел Bilateria. Двусторонне-симметричные
(Высшие беспозвоночные)
Подраздел Protostomia. Первичноротые

Тип Bryozoa. Мшанки



Pod Fenestella (лат. fenestra – решетка) (O₃-P, преимущественно D-C). Сетчатая колония состоит из прямых параллельных прутьев, соединенных поперечными перекладинами. На веточках в два ряда расположены ячейки, в которых находились отдельные особи. Между рядами располагается невысокий киль. Размножение половым путем (личинка) и почко

ванием. Питались микроорганизмами. Только колониальные и прикрепленные. Обитали в морской воде, сублитораль (до 300-400 м).

Тип Annelida. Кольчатые черви



Pod Serpula (лат. serpens – изгибающийся). (S-Q).

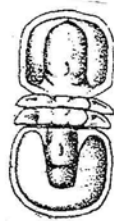
Известковые трубочки цилиндрической неправильно изгибающейся формы. Поверхность – поперечно-морщинистая. Размеры от несколько мм до 10 см.

Прикрепленный бентос, одиночные или образуют скопления (не колонии). Обитали в море.

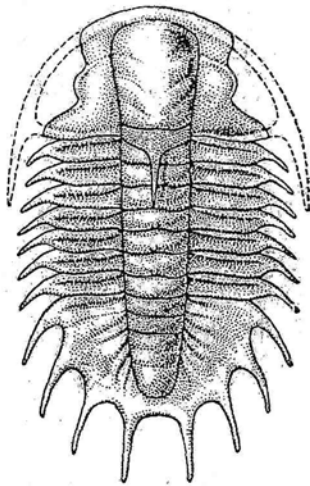
Тип *Arthropoda*. Членистоногие.

Класс *Trilobita*. Трилобиты

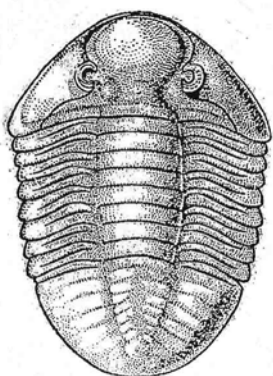
Под Agnostus (греч. а – отрицание, gnostis – познание) (ϵ_{2-3}). Малочленистые трилобиты. Панцирь маленький, туловищных сегментов два, головной и хвостовой щиты имеют равные размеры и полукруглую форму. На хвостовом щите два шипа. Глаза отсутствуют.



Под Olenoides (*Olenus* – сын Юпитера, один из героев римской мифологии, превращенный в камень; греч. oides – вид, форма). (ϵ_2). Многочленистые трилобиты. Панцири крупные – до 9 см. Туловищный отдел состоит из 7-8 сегментов. Головной щит имеет полукруглую форму и щечные шипы. Глабель цилиндрической формы, разделяется косыми бороздами на четыре лопасти. По краям хвостового щита имеются тонкие, равновеликие, длинные шипы.

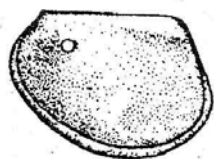


Под Asaphus (греч. asaphus – неясный, худой). (O). Многочленистый трилобит. Панцирь крупный с равновеликими головным и хвостовым щитами. Глабель сильно выпуклая, грушевидной формы, гладкая. Глаза большие, расположены на стебельках. Рахис (центральная часть хвостового щита)



сегментирован и четко отграничен от почти гладких боковых частей. Эти трилобиты могли зарываться в осадок, выставляя наружу стебельчатые глаза, т.е. они вели роющий образ жизни.

Трилобиты – исключительно морские, преимущественно мелководные (верхняя часть сублиторали) бентосные животные. Жили близ дна: медленно плавали, чаще ползали, иногда вели роющий образ жизни. Мелкие трилобиты были планктонными. Среди трилобитов были растительноядные формы, илояды, падалееды и хищники. Размножение половое.



Класс Crustacea. Ракообразные
Подкласс Ostracoda. Ракушковые рачки

Pod Leperditia (в честь Леперди – мэра г.Рэн во Франции) (S-D). Раковинка двустворчатая, удлинено-овальная, гладкая, достаточно крупная – до 1 и более см в длину. Правая створка охватывает левую. Имеется маленький глазной бугорок. По нижнему Краю створки иногда развита краевая кайма.

Лепедитии являлись подвижным бентосом (ползали) и обитали в лагуна (соленость разная). Преимущественно они жили в силуре, географически были широко распространены. Размножение половое.

Тип Mollusca. Моллюски

Класс Gastropoda. Брюхоногие моллюски.



Pod Turritella (лат. turris – башня, ella – уменьшительное окончание) (K-KZ). Включается в подкласс Переднежаберных (жабры располагаются впереди сердца). Раковина спирально завитая, башенковидная, с большим числом оборотов, соприкасающихся между собой. Устье округлое. Скульптура в виде спиральных ребер. Туррителлы относятся к малоподвижному морскому бентосу, частично зарываются в илистые грунты. Они в ос-

новном стеногалинные, но часть видов может обитать в условиях пониженной солености. Глубина обитания – до 200-300 м. Температура теплая и умеренная. Питаются диатомовыми водорослями, растительным детритом.



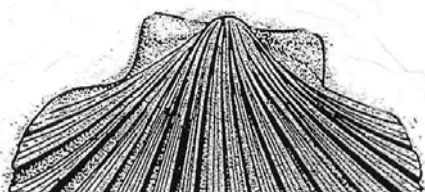
Род *Cerithium* («игольная улитка»). (K₂-KZ). Также является представителем подкласса Переднежаберных. Раковина спирально завитая, башенковидная, с большим числом оборотов. Поверхность раковины несет скульптуру ребра и бугорки. Устье овальное, заостренное вверх. Представители рода растительноядные, обитают в сублиторали теплых морей и морей умеренной зоны, в местах скопления водорослей. Обильны в неогене.

Род *Helix* (греч. helix – завиток, народное название – виноградная улитка). (P-Q). Включается в подкласс Легочных. Появление которых связано с выходом гастропод на сушу. Тонкая раковина имеет вид низкой башенковидной спирали. Обороты гладкие. Последний оборот большой. Устье круглое. Относится к наземным подвижным животным.

Класс *Bivalvia*. Двустворчатые моллюски

Род *Cardium* (греч. cardia – сердце, народное название – сердцевидка). (N-Q). Рассматриваются в отряде Разнозубых. Раковинка небольшая, равностворчатая, овальная до округленно-трех- и четырехугольной формы. Макушка слабо смещена. Закрытая раковина сбоку имеет сердцевидную форму. Скульптура – четкие радиальные ребра. Мантийная линия простая, нечеткая. Отпечатки двух мускулов. Нижние края створок широко зазубрены изнутри. Кардиумы являются самыми активными из двустворок: они могут зарываться в грунт, ползать внутри его, а также прыжками передвигаться по дну (на 15-20 см). Кардиумы – теплолюбивые моллюски, обитающие на небольших глубинах (литораль и сублитораль), могут жить в морях с нормальной и пониженной соленостью.

Род *Pecten* (лат. pecten – гребенчатая раковина, народное



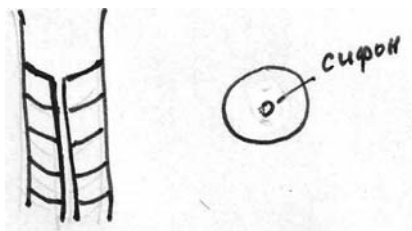
название – морской гребешок). (P₂-Q). Отряд Беззубых (зубы отсутствуют). Раковина неравностворчатая: правая створка выпуклая, левая плоская или вогнутая. По обе стороны от макушки развиты ушки. Поверхность покрыта радиальными ребрами. Замок выражен слабо. Мантийная линия плохо выражена.

Мышечный отпечаток один. Пектены обитают преимущественно в теплых морях с нормальной соленостью. Являются бентосными животными. Свободно лежат на дне на более выпуклой створке, могут прикрепляться с помощью специальных приспособлений (нити). Животное может плавать или прыжками перемещаться, хлопая (закрывая и открывая) створки. Питаются мелким планктоном.

Класс Cephalopoda. Головоногие моллюски
Наружнораковинные цефалоподы.

Моллюски с прямой раковиной

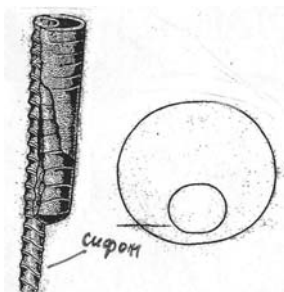
Подкласс Ортоцератоидеи.



Pod Orthoceras (греч. orthos. – прямой, keras – рог) (O₂). Раковина прямая с круглым поперечным сечением. Перегородочная линия прямая, перегородки равномерно вогнуты. Сифон узкий, центральный. Длина раковины достигает 2 м.

Жили в морях нормальной солености. Вели придонный образ жизни (ползали или плавали). Размножение половое. Плотоядные.

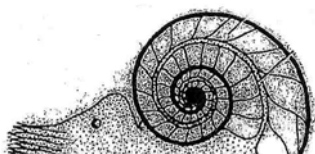
Подкласс Эндоцератоидеи



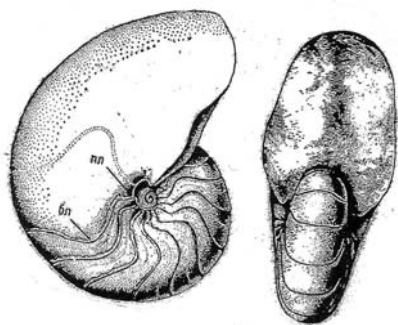
Pod Endoceras (греч. endon – внутри, keras – рог) (O). Раковина прямая, гладкая, в поперечном сечении круглая или овальная. Перегородки вогнутые. Перегородочная линия прямая. Сифон широкий и смещен к краю раковины (отличие от ортоцерасов). Длина раковины дос

тигает 3 м. Размножение половое. Образ жизни как у ортоцерасов.

Моллюски со спирально свернутой раковиной
Подкласс Наутилоидеи.

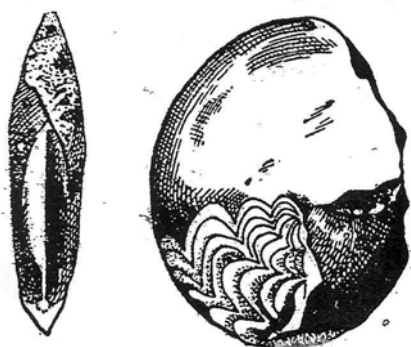


Pod Nautilus (греч. nautes – моряк, лодочница, народное название – кораблик) (P-Q). Близкие формы появились в палеозое. Раковина спирально свернутая, гладкая. Последний оборот существенно перекрывает все остальные. Сечение оборота – полуовальное до трапециевидного.

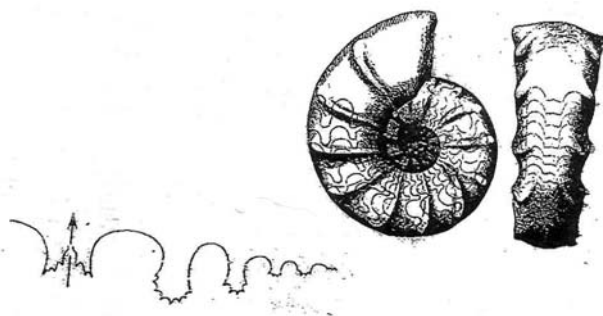


Перегородочная линия слабо волнистая. Сифон (трубка внутри раковины) располагается вблизи центра. Род широко распространен. Обитает в морях нормальной солености на глубинах от нескольких до 600 м. Хищник, питается падалью и ракообразными. Современные формы в основном ведут бентосный образ жизни (в основном ползали по дну с помощью своих щупалец), древние – различный (бентос, планктон, нектон). Среди них были хорошие и плохие пловцы, некоторые – переносились течениями пассивно.

Подкласс Аммоноидеи

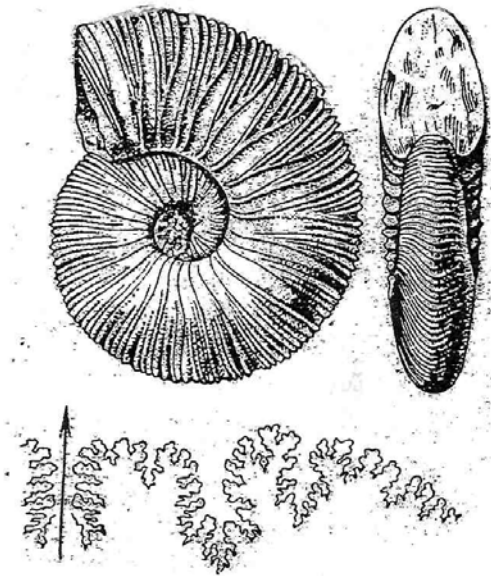


Pod Timanites (Тиман – географическое название) (D₃). Раковина инволютная (каждый последующий оборот перекрывает предыдущий), линзовидная, гладкая, с острым краем, устье узкое, пупок отсутствует. Лопастная линия гониатитовая. Нектон, бентос.



Pod Ceratites (греч. keras – рог) (T₂). Раковины полуинволютные (обороты перекрывают друг друга примерно на половину высоты). Поперечное сечение округленно-четырёхугольное, с почти плоскими боковыми сторонами. Наружная поверхность с редкими грубыми радиальными ребрами, хорошо выра-

женными на боковой стороне и быстро затухающими на брюшной стороне. Пупок есть. Лопастная линия цератитовая. Сбоку раковина напоминает автомобильную шину. Бентос.



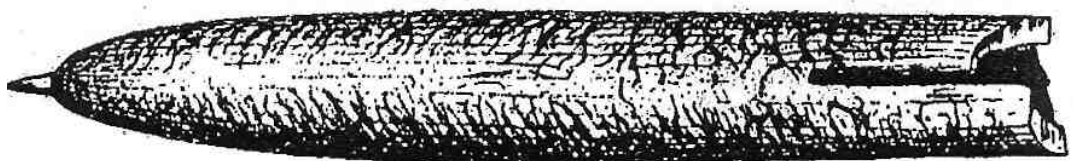
Pod Virgatites (лат. *virga* – ветвь) (J_3). Раковина полуинволютная довольно уплощенная. Поперечное сечение высокое, овальное. Наружная поверхность скульптурирована грубыми ребрами с односторонним ветвлением. В пучках – от трех до восьми ветвей. Пупок узкий. Лопастная линия – сильно рассеченная аммонитовая. Нектон, бентос.

Перечисленные моллюски подкласса аммоноидей (как и другие представители этого подкласса) обитали в морях нормальной солености. Это подвижные плотоядные животные. Аммоноидеи с линзовидной раковиной (тиманитесы, менее виргатитесы) были хорошими пловцами, с широкой раковиной с плоскими сторонами и развитой скульптурой (цератитесы) – плавали плохо и едва поднимались над дном. Плотоядные, в основном хищники. Считается, что аммоноидеи с узким устьем являются более мирными, чем с широким. Размножение половое (животные раздельнополые).

Подкласс Внутреннераковинные цефалоподы

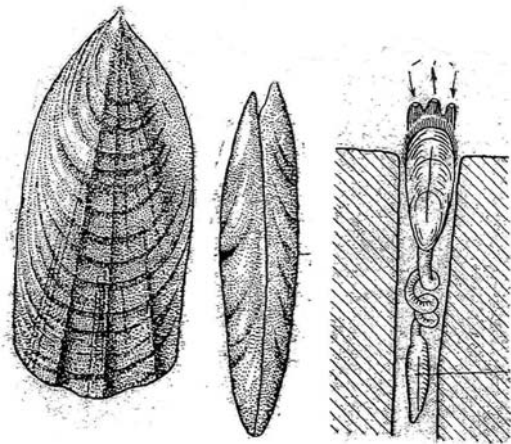
Отряд Белемнитиды

Pod Belemnitella (греч. *velemon* – копьё, лат. *ella* – уменьшительное окончание). (K_2). Ростр средних размеров цилиндрической или веретеновидной формы, сужающийся внизу, обычно заканчивается шипом. От переднего конца ростра до альвеолы протягивается альвеолярная щель. На поперечном расколе ростра видны радиально расположенные кристаллы кальцита. Были хищниками, обитали на разных глубинах морей нормальной солености, но не жили в глубоких слоях морской воды. Активно плавающие – нектон.



Подраздел *Deuterostomia*. Вторичноротые
Тип *Brachiopoda*. Брахиоподы (Плеченогие)

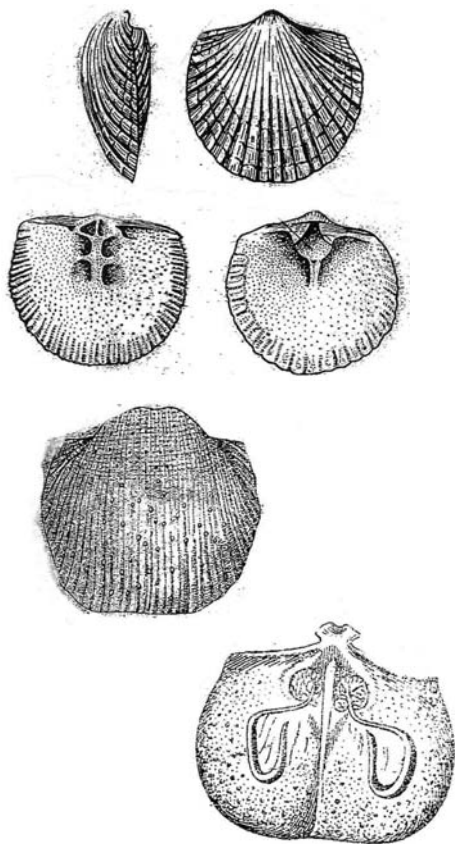
Класс Беззамковые брахиоподы



Pod Lingula (lingula – язычок) (O?, S-Q). Раковины хитино-фосфатные тонкие, часто удлинено-язычковидные, выпуклые с невыступающими макушками. Наружная поверхность гладкая с концентрическими линиями нарастания, иногда присутствует радиальная штриховка. Ножка проходит между створками. Служит для прикрепления ко дну, для зарывания в грунт и перемещения в нем. Лингулы вели зарывающийся образ жизни, образуют норки, которые сохраняются в

ископаемом состоянии. Жили на песчаных и илистых грунтах. Современные виды преимущественно тепловодные, обитают в литорали, но могут встречаться и на глубине 40-100 м, выдерживают значительное опреснение и загрязнение воды. Размножение половое, имеется личинка. Сейчас распространены очень широко.

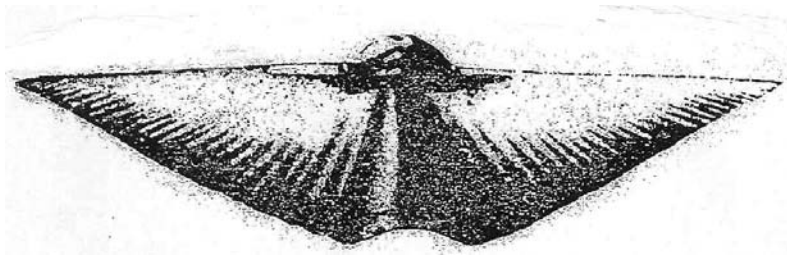
Класс Замковые брахиоподы.



Pod Orthis (греч. orthos – прямой) (O₁-O₂?). Раковина известковая, средних размеров, округлая с прямым замочным краем. Створки неравновеликие: брюшная створка выпуклая, спинная слабо выпуклая или плоская. На брюшной створке имеется узкая арча и треугольный дельтирий. Поверхность раковины несет скульптуру в виде ребер. Прикрепленный бентос.

Pod Productus (лат. productus – продолженный, удлиненный)(C). Раковина известковая, резко неравностворчатая: брюшная створка выпуклая, спинная – плоская или вогнутая. Замочный край длинный, с двумя крыловидными продолжениями (ушки). Макушка брюшной створки загнута в виде клюва. Арча, отверстие для ножки и зубы отсутствуют

Скульптура в виде радиальных ребер, а близ макушки – сетчатая. На брюшной створке имеются следы от прикрепления шипов. Шипы служили для прикрепления к посторонним предметам.



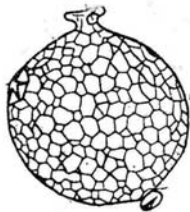
Pod Euryspirifer
(лат. spirā – изгиб,
fero – нести) (D).
Раковины
известковые
сильно вытянутые
в ширину,

треугольных очертаний. Створки раковины выпуклые, покрыты радиальными ребрами. На брюшной створке глубокий синус, которому на спинной створке соответствует седло. Клювообразная макушка брюшной створки сильно загнута. Замочный край прямой. Дельтирий треугольный.

Описанные замковые брахиоподы – морские стеногалинные (живущие в условиях нормальной солености) организмы, бентосные, сидячие. Взрослые особи могут лежать на дне. Жили на небольшой глубине, до 200 м. Размножение половое (личинка). Брахиоподы - фильтраторы, пища (детрит – микроскопические пищевые частицы) к ротовому отверстию поступает с током воды.

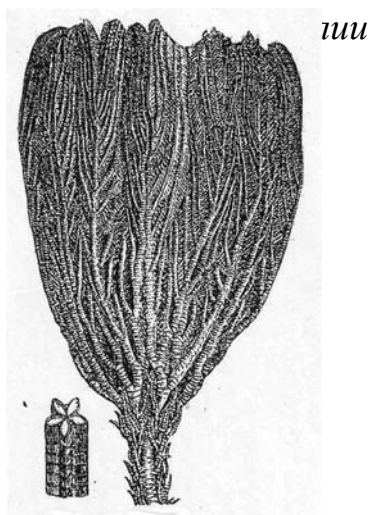
Тип Echinodermata. Иглокожие

Класс Морские пузыри



Род Echinospaerites (греч. echinos – еж, sphaira – шар) (O₂₋₃). Чашечка известковая шарообразная, состоит из многочисленных многоугольных пластинок (табличек). От нижней стороны чашечки отходит стебель. Представители рода обитали в морях нормальной

солености, в сублиторали, бентос, прикрепленные, являются одиночными формами, но образовывали поселения («луга»).

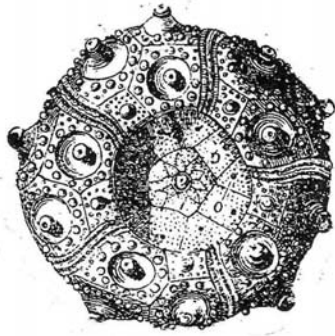


Род Pentacrinus (греч. penta – пять, krinon – лилия) (MZ). Стебель довольно длинный, состоит из члеников пятиугольного сечения, обильно снабжен усиками. Чашечка маленькая. Руки неоднократно ветвятся, образуя большую крону.

Руки на всем протяжении и на всех ветвях обильно снабжены членистыми отростками. Обитали в морях нор

мальной солености, мелководные, бентос. Питались мелкими пищевыми частицами. Размножение половое (личинка).

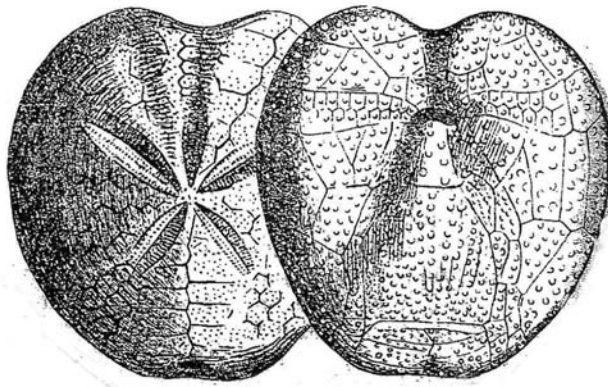
Класс Морские ежи



Под Cidaris (греч. cidaris – тюрбан) (Т-Q). Панцирь шаровидный, уплощенный с обеих сторон, правильный. Рот расположен в центре нижней стороны, анус – в центре верхней стороны. Поверхность ежа покрыта пятиугольными пластинками, в центре которых распо-

ложен крупный бугорок, окруженный многочисленными мелкими бугорками. На центральном бугорке находились большие длинные иглы, а на мелких – короткие иголки.

Современные цидарисы живут в нормально-соленых бассейнах на небольших глубинах – до 100 м, но некоторые виды – до 4000м. Их иглы разнообразны по форме и размерам и выполняют различные функции: передвижения, защиты, питания (захватывают добычу) и др. Это подвижные, одиночные животные. У них хорошо развиты челюсти, они поедают губок, восьмилучевых кораллов, водорослей и пр., т.е. являются хищниками.

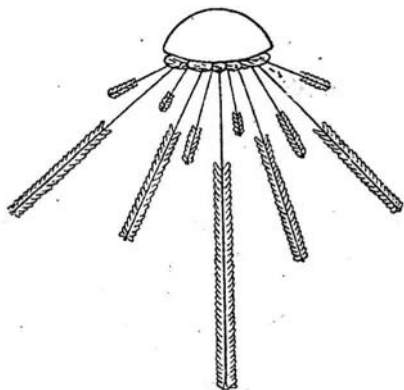


Под Micraster (греч. micros – маленький, aster – звезда) ((К₂). Панцирь двусторонне симметричный, сердцевидный. Ротовое и анальное отверстия смещены. Амбулякральные поля верхней стороны панциря имеют лепестковидную форму. Представители рода

являются бесчелюстными морскими ежами, вели зарывающийся образ жизни, вероятно, обитали в норках. Питались грунтами, в которых находили частички пищи. Размножение как и у всех иглокожих.

Тип Hemichordata. Полухордовые

Класс Graptolithina. Граптолиты



Это колониальные животные с склеропротеиновым (состоящим из полимеров белка) скелетом. Они вели планктонный или псевдопланктонный (прикреплялись к плавающим организмам, преимущественно водорослям), реже бентосный образ жизни. На рис. изображен фрагмент колонии одного из планктонных граптолитов – рода *Monograptus* (S-D₁), у которого ячейки расположены на ветви в один ряд. Рядом колония других граптолитов.

Обитали граптолиты в мелководной спокойной части моря. Это стеногалинные животные. Остатки их сохраняются в виде отдельных веточек в глинистых сланцах и реже в песчаниках и известняках.

Первые граптолиты известны с конца среднего кембрия, широко распространены в ордовике и силуре и являются руководящими формами для этих периодов. Вымерли граптолиты в начале девона.

Лабораторная работа 12

Цель работы: научиться определять окаменелости в палеонтологических шлифах.

Порядок выполнения работы:

1. Просмотр палеонтологических шлифов.
2. Самостоятельная работа по определению ископаемых в шлифах.

При выполнении первой части работы студент под руководством преподавателя знакомится с основными группами ископаемых в палеонтологических шлифах.

Для просмотра шлифов используются бинокулярные лупы.

Во время самостоятельной работы студент получает коллекцию из 2-3 шлифов и с помощью атласа выявляет и определяет все присутствующие в них окаменелости. Атлас с поясняющим текстом приводится далее.

При изучении осадочных горных пород геолог нередко встречает остатки организмов. Ископаемые – часть породы и должны быть упомянуты при ее описании. Однако не всегда они видны невооруженным глазом, тогда порода выглядит «немой». В таких случаях обломки, а иногда и целые экземпляры ископаемых можно обнаружить в шлифах. Выявленные таким образом остатки дополняют характеристику породы. Определив их систематическое положение (иногда достаточно до типа или класса) можно составить представление об условиях образования породы, а также ее возрасте. Некоторые ископаемые: мелкие (фораминиферы), или крупные с мелкими деталями скелета (археоциаты), - изучают только с помощью микроскопа (или бинокля).

Указания состоят из атласа, представленного 8 таблицами с изображениями большинства групп организмов, которые могут встретиться в шлифах, и сопровождающего текста. Кратко описаны и изображены 11 типов беспозвоночных, конодонты, копролиты, водоросли и фитоциты (онколиты и строматолиты).

Цель настоящих методических указаний – научить студентов выявлять окаменелости в шлифах и определять их до типа или класса.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ ИСКОПАЕМЫХ, ПРЕДСТАВЛЕННЫХ В ШЛИФАХ УЧЕБНОЙ КОЛЛЕКЦИИ

Фораминиферы (табл. 1) отличаются большой изменчивостью и способностью приспособления к окружающей среде. В морях бентосные формы обитают на всех участках шельфа, континентального склона и океанического ложа. Максимальная глубина, на которой были найдены живые фораминиферы – около 10680 м. Бентосные толстостенные палеозойские фузулиниды и кайнозойские нуммулитиды обитали на небольших глубинах (20-40 м) в теплых морях.

Раковинки фораминифер нередко почти полностью образуют донные осадки современных и древних бассейнов (нуммулитовые известняки, песчаный мел, различные, например, глобигериновые, илы и т.п.). Они обычно очень мелкие, поэтому изучают их с помощью микроскопа.

В ископаемом состоянии встречаются раковины различного химического и минералогического состава. Различают раковины агглютинированные (песчаные) и секреторные (микрозернистые, стекловатые или фарфоровидные). Агглютинированные раковины (табл. 1, фиг. 2) состоят из песчинок, реже – скелетных частей организмов, извлеченных животным извне при помощи псевдоподий и скрепленных цементом, выделяемым протоплазмой. Секреторные раковины (табл. 1, фиг. 8) имеют различный состав, но обычно известковый. Такие раковинки слагаются карбонатом кальция (кальцит, реже арагонит) и органическим веществом – псевдохитином.

В шлифах учебной коллекции можно ознакомиться с различными типами раковин фораминифер, увидеть элементы их внутреннего строения, структуру стенок. Фораминиферы со спирально-плоскостными и спирально-винтовыми раковинами от похожих внешне гастропод (с аналогичными по типу раковинками) отличаются наличием перегородок и пор внутри раковины.

Губки. В ископаемом состоянии целые скелеты губок встречаются редко. Но составляющие их спикулы в породах могут быть весьма многочисленны (табл. 2, фиг. 1-4). Особенно часты спикулы кремневых губок. Они встречаются в различных породах, в том числе известняках, мергелях, силицилитах, причем их количество может достигать 85-95% породы.

Состав спикул кремневых губок халцедоновый, кварц-халцедоновый или вторично-кальцитовый. Они могут быть одноосными или многолучевыми (трехосными и пр.). Одноосные спикулы в продольных или слегка скошенных сечениях выглядят как палочки или иголки с каналом посередине, в поперечном сечении – как круги, также с каналом в центре (табл. 2, фиг. 2). У многоосных спикул в продольном сечении может быть видно несколько лучей (табл. 2, фиг. 3), они могут иметь вид рогулек или стрелок. В поперечном сечении эти спикулы также имеют форму круга с осевым каналом, как у одноосных спикул.

Наличие канала – важный признак спикул. Кроме этого, следует обращать внимание при определении спикул губок на форму их сечений. В одних шлифах могут преобладать поперечные разрезы спикул, в других продольные, но к

кругам всегда в каком-то количестве примешиваются палочки и рогульки, а к палочкам и рогулькам – круги, так что характерное сочетание этих форм позволяет узнавать спикулы даже при отсутствии следов каналов.

Археоциаты (табл. 2, фиг. 5-9) – морские донные организмы, вели преимущественно прикрепленный образ жизни, либо лежали на дне. Они обитали на небольших глубинах – обычно 20-30 м (до 100 м), предпочитали теплую чистую воду нормальной солености, спокойные условия. Поэтому встречаются археоциаты в основном в чистых известняках, а в первично доломитовых породах и в глинистых известняках редки.

Скелет археоциат сложен карбонатом кальция. В зависимости от направления среза кубка в шлифе можно разглядеть разные элементы скелета. В поперечных и косоперечных срезах видны одна (одностенные археоциаты) или две (двустенные археоциаты) стенки, а также такие элементы интерваллюма как септы (табл. 2, фиг. 5-8) и тени (табл. 2, фиг. 9). В косоперечных сечениях у днищевых археоциат также проявятся днища (табл. 2, фиг. 5). В продольных и косопродольных сечениях на стенках хорошо различимы поры, в других сечениях они выявляются по прерывистости стенок, днищ и септ (табл. 2, фиг. 8). При хорошей сохранности кубка можно также разглядеть другие элементы скелета: гребни на днищах, шипики на стенке, пузыри в интерваллюме и пр.

Табуляты (табл. 3, фиг. 1-9) обитали в морях нормальной солености на глубинах от 10 до 100 м, редко встречаются формы, обитавшие в более глубоких участках моря. В бассейнах с повышенной соленостью или опресненных они не жили.

Табуляты часто обнаруживают в известняках или известняках, сильно обогащенных терригенным материалом, их можно увидеть также в аргиллитах и алевролитах. В грубых терригенных породах встречаются только фрагменты колоний.

В шлифах табуляты, как правило, хорошо распознаются даже в обломках. При хорошей сохранности колонии можно увидеть поры и шипики на стенках кораллитов (табл. 3, фиг. 1-2, 6), строение стенок, разнообразные днища (табл. 3, фиг. 2-3, 7-8).

Фоссилизация табулят сводится к трем типам:

1. Известковый скелет сохраняется хорошо, а все промежутки между скелетом заполнены вторичным кальцитом: при этом скелет рельефно выступает на светлом фоне благодаря своей более темной окраске и тонкокристаллической структуре.
2. Скелет перекристаллизован в различной степени, а промежутки заполнены глинистым, железистым или иным осадком, в этом случае скелет выступает в виде светлой сетки на темной фоне породы.
3. Скелет в какой-то степени окремнен, при этом стенки кораллитов в полипнике становятся пятнистыми: то светло-, то темноокрашенными.

В учебной коллекции имеются шлифы с массивными, кустистыми и цепочечными колониями табулят. Каждая форма представлена в продольном и поперечном сечении, что позволяет увидеть различные элементы скелета коралла.

Четырехлучевые кораллы (ругозы) - это морские организмы (табл. 3, фиг. 10-13), обитавшие в открытых морях с нормальной соленостью, на различных глубинах и широтах. Большинство кораллов предпочитало чистые и мелкие воды, однако некоторые представители подкласса могли существовать в условиях привноса глинистого и даже песчанистого материала.

Скелет кораллов первоначально был арагонитовым, но при фоссилизации арагонит, как правило, замещен кальцитом. Скелетные элементы ругоз сложены

удлиненными волокнами (фибрами) арагонита. Расположение и сочетание фибр создает микроструктуру скелета.

В шлифах можно разглядеть различные внутренние элементы скелета коралла: септы (табл. 3, фиг. 10-13), днища (табл. 3, фиг. 13), а при хорошей сохранности колонии - фиброзное строение стенок кораллитов.

Мшанки - это колониальные прикрепленные организмы (табл. 3, фиг. 14-15), обитающие в морях, реже в пресных водах. Они встречаются от прибрежной зоны до глубин в несколько сот метров (обычно до 400-500 м). Мшанки в целом неприхотливы: они могут жить в водах различной температуры и солености.

Остатки мшанок в ископаемом состоянии встречаются среди различных осадочных пород: в известняках, глинистых породах, обломочных – от алевролитов до конгломератов. Скелеты могут быть обнаружены в прижизненном положении или в виде обломков, нередко со следами перемыва и переотложения. Скелеты мшанок состоят преимущественно из карбонатов кальция и магния.

В шлифах можно увидеть мелкие элементы скелета мшанок, которые невооруженным глазом не различимы. В первую очередь – это ячейки различных размеров и очертаний, составляющие основу колонии, и более мелкие поры.

Морские лилии (криноидеи). Большинство ископаемых морских лилий (табл. 4, фиг. 1-5) обитало в мелком море с нормальной соленостью и вело прикрепленный образ жизни. Например, палеозойские лилии в основном обладали длинными стеблями и жили на мелководье, где создавали заросли. В мезозое стебельчатые криноидеи стали переселяться в глубокие части моря. Современные формы живут во всех широтах и глубинах – от литорали до абиссали (почти до 10 км).

Ископаемые остатки криноидей обычно встречаются в известняках. Химический состав современных криноидей – магнизиально-кальцитовый.

Скелет криноидей после их смерти легко рассыпается на отдельные элементы, поэтому в шлифах увидеть целый экземпляр криноидеи практически невозможно. Как правило, встречаются разрозненные членики стеблей (табл. 4, фиг. 1) и пластинки чашечки, редко можно увидеть обломок стебля.

Членики морских лилий легко распознаются по наличию в их центре осевого канала и ячеистой структуре членика (табл. 4, фиг. 1, 4-5). В поперечном сечении членики обычно круглые, но могут быть прямоугольными, треугольными и шестиугольными. Сечение осевого канала у пермских и каменноугольных лилий круглое, а у девонских лилий разнообразно: трехлопастное, пятилопастное, звездчатое, пятиугольное, треугольное, круглое и пр.

Морские ежи. Современные морские ежи обитают в морях на разных широтах и на различных глубинах – от сублиторали до абиссали. Но подавляющая масса этих иглокожих живет в теплых морях и на небольшой глубине. Это стеногалинные животные.

Скелет морских ежей после гибели как и у морских звезд рассыпается на составные части. В породе от него встречаются пластинки и известковые подвижные придатки (иглы и др.). Скелет современных морских ежей магнизиально-кальцитовый.

Скопления остатков морских ежей могут быть значительными и создавать целые прослой в породе. Это связано с тем, что несмотря на то, что ежи – подвижные животные, они живут недалеко друг от друга (для обеспечения оплодотворения яиц).

Пластинки морских ежей в шлифах определяются по ячеистой структуре, но они похожи на пластинки морских лилий и других иглокожих. Лучше определяются иглы морских ежей (табл. 4, фиг. 6-12). Многие из них в поперечном сечении имеют радиальную микроструктуру.

Брахиоподы. Наиболее благоприятной обстановкой для замковых брахиопод (табл.4, фиг. 13-16) была обстановка неглубокого (вероятно, до 200 м) нормально соленого моря, с хорошей аэрацией и умеренной подвижностью воды. Типичными осадками такой обстановки являются детритусовые известняки. Также много брахиопод встречается в мелководных глинистых известняках, в фациях переслаивания известняков и глин, они часты в аргиллитах и алевролитах. В то же время многие формы способны существовать в гораздо более широком диапазоне условий, однако сильного опреснения они не переносят.

У замковых брахиопод раковина всегда кальцитовая (с небольшой примесью углекислого магния). Створки сложены двумя слоями: тонким внешним - первичным и толстым внутренним – вторичным (табл. 4, фиг. 14-15). При фоссилизации первичный слой обычно разрушается. Строение слоев волокнистое (табл. 4, фиг. 16), только у некоторых брахиопод, например, спириферид, вторичный слой состоит из довольно грубых и коротких призм. При вращении столика микроскопа вдоль обломков волокнистых раковин пробегает волна погасания, как у трилобитов, с которыми брахиопод не позволяет спутать как раз наличие волокнистости.

Раковины брахиопод могут быть пористыми или непористыми. Многие раковины снабжены более или менее длинными выростами – иглами, которые разнообразны по форме, количеству и расположению. В поперечном срезе они имеют вид колец с широким каналом, в скошенном поперечном – толстостенных эллипсов, а в сечениях, близких к продольному, закругленных на одном конце цилиндров.

Форма обломков брахиопод в шлифах достаточно разнообразна. Чаще они имеют вид изогнутых палочек или скобок или длинных полосок, нередко волнистых (табл. 4, фиг. 13). Волнистость створок особенно характерна для ринхонеллид. Встречаются нередко также разрезы через целые раковины (табл. 4, фиг. 13-14), с сохранившимися связью двумя створками. Если сечение проходит через макушку раковины поперек створок, можно увидеть, что створки имеют разный размер, а одна из макушек выступает над другой (табл. 4, фиг. 14). В таких сечениях брахиоподы легко отличить от двустворок, раковинки которых в подобных срезах обычно одинаковы и имеют одинаково загнутые равновеликие макушки. Принадлежность обломков любой формы к брахиоподам устанавливается по волокнистому строению слоев, которое прекрасно сохраняется даже в палеозойских породах складчатых областей. Волокнистость различается даже в обломках около 0,1 мм и уничтожается только при очень сильной перекристаллизации породы в целом, когда стираются ее первичная структура. Этим брахиоподы отличаются от двустворок, которые имеют сходные по форме обломки, т.к. двустворки в палеозойских отложениях не сохраняют первоначального строения и их остатки слагаются довольно крупными светлыми зернами раскристаллизованного кальцита.

Двустворчатые моллюски (табл. 5, фиг. 1-7) – водные животные, ведущие придонный образ жизни. Большая их часть обитают в морских и солоноватоводных бассейнах и около 20% - в пресных. Представители класса приспособились к различным условиям обитания. Они распространены в разных климатических зонах и глубинах - от литорали до океанических впадин (более 10 км). Встречаются в различных осадочных породах, нередко их скопления создают ракушняки.

Раковина двустворок состоит из трех слоев. Наружный слой образован рогоподобным органическим веществом (конхиолином), средний – призматическими кристаллами кальцита, и внутренний, фарфоровидный или

перламутровый, сложен арагонитом. По химическому составу в раковинах двустворок преобладает CaCO_3 . В палеозойских отложениях раковины обычно настолько перекристаллизованы, что первичная структура исчезает. В мезозойских, палеогеновых и неогеновых отложениях встречаются раковины, у которых сохраняются только два слоя: внешний призматический и внутренний – пластинчатый (табл.5, фиг.1).

Призматическая структура образуется из отдельных призм (табл. 5, фиг.5-6), образованных одним или несколькими полигональными кристаллами кальцита. В продольном сечении такая структура в поляризованном свете выглядит полосчатой, в тангенциальном разрезе - дает картину сетки с более или менее правильными ячейками.

Пластинчатый слой (табл. 5, фиг.4) выглядит по-разному. Он может быть листоватым и располагаться параллельно поверхности раковины, может быть волнистым или решетчатым, созданным двумя системами пластин, расположенными под углом друг к другу.

Друстворки в шлифах узнаются по виду среза: они похожи на скобки. От брахиопод отличаются структурой стенки и при благоприятных срезах морфологическими особенностями. Например, если срез проходит поперек соединенных (не распавшихся) створок, то они будут одинаковые (у брахиопод створки отличаются).

Гастроподы. Древние гастроподы (табл. 5, фиг. 8-12), как и современные, жили в морях, в пресных водоемах и на суше в разных климатических зонах. Породы, в которых они встречаются, поэтому, различны. Более всего их находят в карбонатах. При больших скоплениях раковин образовались гастроподовые известняки, сложенные целыми и ломаными экземплярами. Такие скопления характерны для мелководных прибрежных условий.

Микроструктура гастропод такая же как у двустворок: стенки раковин обычно многослойные (табл. 5, фиг. 12), сложенные чередованием призматических и пластинчатых слоев. Вообще они трехслойные, но внешний слой рогового вещества у ископаемых форм исчезает. Большинство же раковин нацело перекристаллизованы, поэтому при определении гастропод в шлифах обращают внимание в первую очередь на их характерную форму.

Трилобиты (табл. 6, фиг. 1-11) – исключительно морские организмы, поэтому они встречаются только в морских отложениях. Одни из них жили на значительной глубине, другие – в мелком море.

Чаще всего трилобиты находят в известняках, в которых их панцири (скелеты) могут создавать значительные скопления, образуя трилобитовый известняк. Они также встречаются в глинистых породах, мергелях, песчаниках, дресвяниках и других обломочных породах. В породе редко сохраняются целые панцири, обычно их обнаруживают в виде разрозненных обломков.

Панцирь трилобита состоит преимущественно из кальцита при небольшом участии фосфорнокислой извести. Предполагают, что первоначально он включал также тонкие слои хитина, которые при фоссилизации исчезли.

В шлифах обломки панцирей могут быть в виде длинных, разно изогнутых и волнистых лент, фигур, похожих на петлю от крючка, толстых колец, дуг и т.д. (табл. 6, фиг. 1-4). В простом свете обломки трилобитов светлые, обычно однородного строения. При хорошей сохранности они имеют шероховатый, как бы мелкогубчатый облик (табл. 6, фиг. 9-10). В скрещенных николях при вращении столика микроскопа вдоль «ленты» панциря пробегает волна затухания (табл. 6, фиг. 11). Это затухание обусловлено, как полагают, расположением тонких кристаллов кальцита, так называемых фибр, перпендикулярно поверхности панциря. От остракод, обладающих аналогичным затуханием,

трилобиты отличаются более крупными размерами, резкими изменениями толщины в одном и том же сечении и разнообразными, довольно сложными контурами сечений. Но иногда затухание волной наблюдается не так отчетливо. В этом случае в простом свете видно, что панцирь рассечен трещинками, проходящими параллельно его внешней поверхности и соединяющимися друг с другом под острым или прямым углом. Появление таких трещинок связано с вторичными процессами, изменившими микроструктуру скелета. Такие растресканные панцири вместе с характерным внешним контуром сечений являются доказательством принадлежности обломков к остаткам трилобитов.

В панцирях однородного строения иногда можно увидеть каналы (табл. 6, фиг. 7-8), пересекающие их перпендикулярно поверхности. В тангенциальном срезе каналы выглядят как темные точки. От обломков перфорированных брахиопод такие трилобиты отличаются иными контурами сечений и затуханием в скрещенных николях. Встречаются также панцири тонкослоистые.

Остракоды (табл. 7, фиг. 1-5) – исключительно водные организмы, встречаются как в пресных, так и сильно засоленных водоемах в пределах большого диапазона температур. Кроме морей они обитают в озерах, прудах, реках и на суше в сырых местах. Морские остракоды заселяют прибрежные участки – одни селятся на водорослях, другие распределяются на различных участках дна до глубины 200 м. Остатки остракод можно встретить в самых разнообразных породах.

Раковины остракод состоят из кальцита с небольшой примесью $MgCO_3$. Кальцит может быть аморфным или кристаллическим.

Остракоды в шлифе узнаются по форме створок и по внутренней структуре стенок панциря. Обычно остракоды представлены в виде отдельных целых створок или двух створок, сочлененных вместе (табл. 7, фиг. 1-4), реже – обломками раковин. Целый панцирь, представленный двумя одинаковыми правильными створками, в шлифе бывает эллиптическим, овальным, миндалевидным, субквадратным и т.п.

Внутренняя структура ископаемых панцирей остракод характеризуется оптически единообразной ориентировкой волокон (фибр) кальцита (табл. 7, фиг. 5). Она обнаруживается при скрещенных николях благодаря затуханию, которое происходит перпендикулярно поверхности раковины. При вращении столика микроскопа полоса затемнения пробегает вдоль створки, однако этот эффект хорошо виден только у толстостворчатых раковин.

Встречаются несколько форм сохранности остракод. В одних случаях более или менее сохраняется первоначальная фиброзная структура раковины. В других случаях панцирь может быть весь перекристаллизован, но кальцит, заполняющий его внутреннюю полость резко обособляется от створок. Нередко также панцирь и полость внутри его замещены вторичным кальцитом и представляют кальцитовую «миндалину» без признаков створок.

Такие четко ограниченные микроскопические миндалевидные линзы, если они к тому же встречаются группами, несомненно относятся к остракодам. Характерным является также и то, что в срезе обычно видно, что одна раковина как бы «обнимает» другую (табл. 7, фиг. 4).

Конодонты (табл. 7, фиг. 6) встречаются в породах, образовавшихся в морских условиях. Их находят в глинистых сланцах, известняках, песчаниках, кремнистых сланцах. В породах с этими остатками обычно присутствие соединений фосфора. Химический состав конодонтов, которые являются зубным аппаратом низших хордовых, такой же как состав костей и зубов позвоночных. Они сложены фосфорнокислым кальцием, CO_2 и органическим веществом.

Цвет конодонтов в шлифах коричневый, желтоватый, но иногда они прозрачные. Форма сечения зависит от направления среза. Обычно в шлифах встречаются базальные части, главные зубцы, главные лопасти, плитки. Хрупкие элементы конодонтов, например, мелкие зубцы, обнаруживаются редко.

Внутренняя структура конодонтов – ламеллярная. Она создается ламеллами – последовательно налегающими друг на друга концентрическими образованиями, которые окружают центр роста конодонта. Рост происходил радиально от центра так, что каждая более молодая ламелла окружала предыдущую, т.е. наружные слои нарастали на внутренние. У конодонтов, подвергшихся вторичным изменениям ламеллярная структура не наблюдается.

Апатитовый материал, слагающий конодонты, имеет микрокристаллическую структуру (диаметр кристаллов менее 0.01 мм). Кристаллы удлиненной формы, параллельны главному направлению роста и располагаются поперек ламелл. Эту структуру можно увидеть при скрещенных николях под микроскопом. Некоторые части конодонтов, например, в районе оси роста, могут быть аморфными. Тело конодонта имеет более высокий показатель преломления по сравнению с канадским бальзамом, но в карбонатах эта разница невелика.

Хиолиты (табл. 7, фиг. 8-11) встречаются в осадочных породах исключительно морского происхождения (аргиллиты, песчаники, известняки), а также во всех промежуточных разностях этих пород. Они вели свободноплавающий образ жизни, некоторые зарывались в ил.

Скелет хиолитов состоит из углекислого кальция. Обычно раковина перекристаллизована и слагается изометричными, разнообразно ориентированными кристаллами кальцита. В редких случаях сохраняются слабо измененные участки стенок раковин со строением, напоминающим строение призматического слоя раковин моллюсков.

В шлифах можно наблюдать разнообразные сечения скелета хиолитов – от поперечных до продольных со всеми переходами между ними. Форма поперечных сечений зависит от формы раковинки, которая может быть трубкообразной или, чаще, субпирамидальной. Обычно одна сторона раковины уплощена, что является одним из отличительных признаков хиолитов от трубок черна, что является одним из отличительных признаков хиолитов от трубок червей, скелетов хиолительминтов, спикул губок и пр. трубчатых мелких ископаемых.

Копролиты (табл. 8) (ископаемые фекалии животных) встречаются часто. В шлифах, иногда в большом количестве, можно встретить мелкие копролиты беспозвоночных (ракообразных, моллюсков, червей, иглокожих и др.).

Форма фекальных комочков имеет мало характерных признаков.

Установлено, что одинаковые копролиты могут принадлежать представителям разных типов животных, но бывают и совершенно специфичные копролиты, которые оставлены определенными животными.

Ископаемые копролиты встречаются обычно в известняках, причем весьма различных типов.

Водоросли (табл. 9, фиг. 1-4) живут в воде и на суше, но в ископаемом состоянии обычны находки их водных представителей и чаще тех, которые обитали в морских условиях. Они встречаются в карбонатах (известняках и доломитах), алевролитах, аргиллитах, кремнистых и других осадочных породах. Водоросли могут существовать в различных условиях. Но все они нуждаются в свете для фотосинтеза. За редким исключением они живут в хорошо освещенных мелких водоемах, и лишь некоторые группы опускаются до глубин в 100-180 м. Таким образом для геолога остатки водорослей являются довольно четким показателем

мелководных фаций. Те водоросли, которые встречаются в глубоководных фациях, являются планктоном, они захоронялись на большой глубине после гибели и опускания на дно.

Для знакомства с группой предлагаются три морфологически разных представителя (рода) водорослей – эпифитоны (табл. 9, фиг. 1, 3), ренальцисы (табл. 9, фиг. 2) и ботоминеллы (табл. 9, фиг. 4), которые часто встречаются в карбонатных отложениях кембрия.

Эти водоросли обладали способностью обызвествляться, т.е. в процессе жизнедеятельности образовывать карбонат кальция, который и откладывался в их клетках. Благодаря этому они сохранились в ископаемом состоянии.

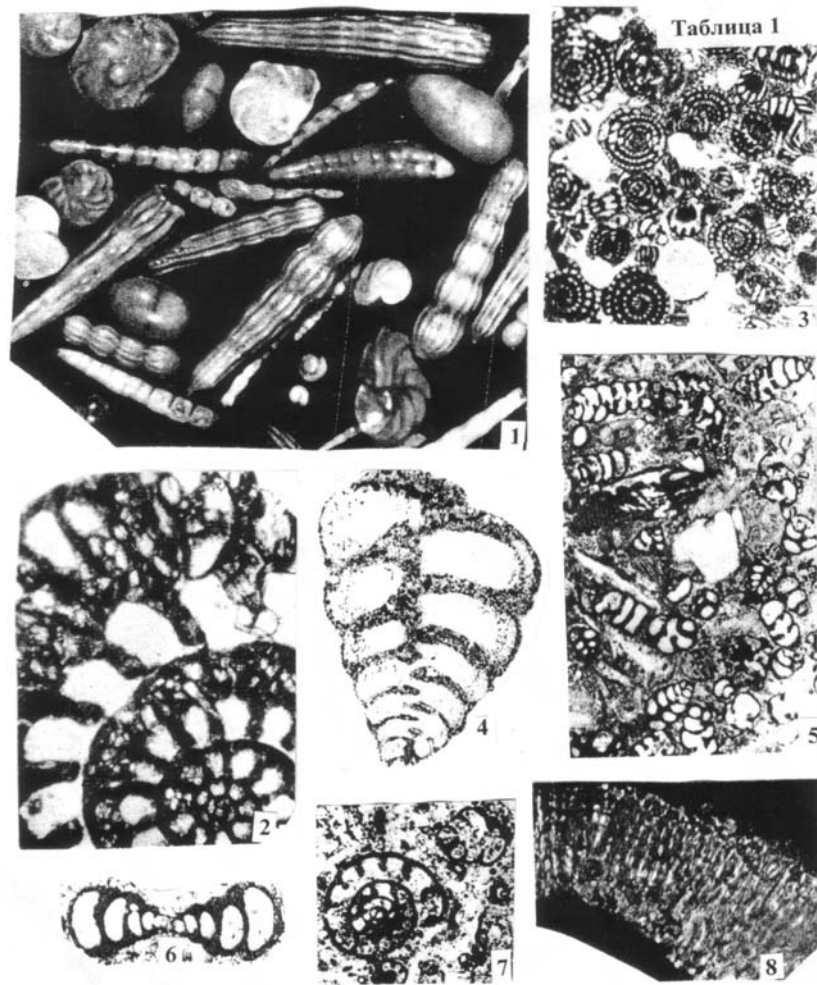
Эпифитоны имеют вид темных кустиков, ренальцисы создают облаковидные скопления, ботоминеллы представляют собой скопления тонких параллельно расположенных и участками слегка закрученных трубок. Все перечисленные водоросли - мелкие.

Онколиты и строматолиты. Онколиты (табл. 9, фиг. 5-6) характеризуют мелководье и образуются как в нормально-морской, так и пресной воде, а также в лагунных условиях. Встречаются они в основном в карбонатах: известняках и доломитах, и сами сложены карбонатом.

В центральной части онколита, как правило, находится обломок породы или какого-либо организма, вокруг которого происходит нарастание слоев при медленном вращении желвака. Обычно онколиты имеют концентрическое строение, в них наблюдается чередование темных и светлых слоев. Следы организмов (нити водорослей, канальчики и пр.) редки.

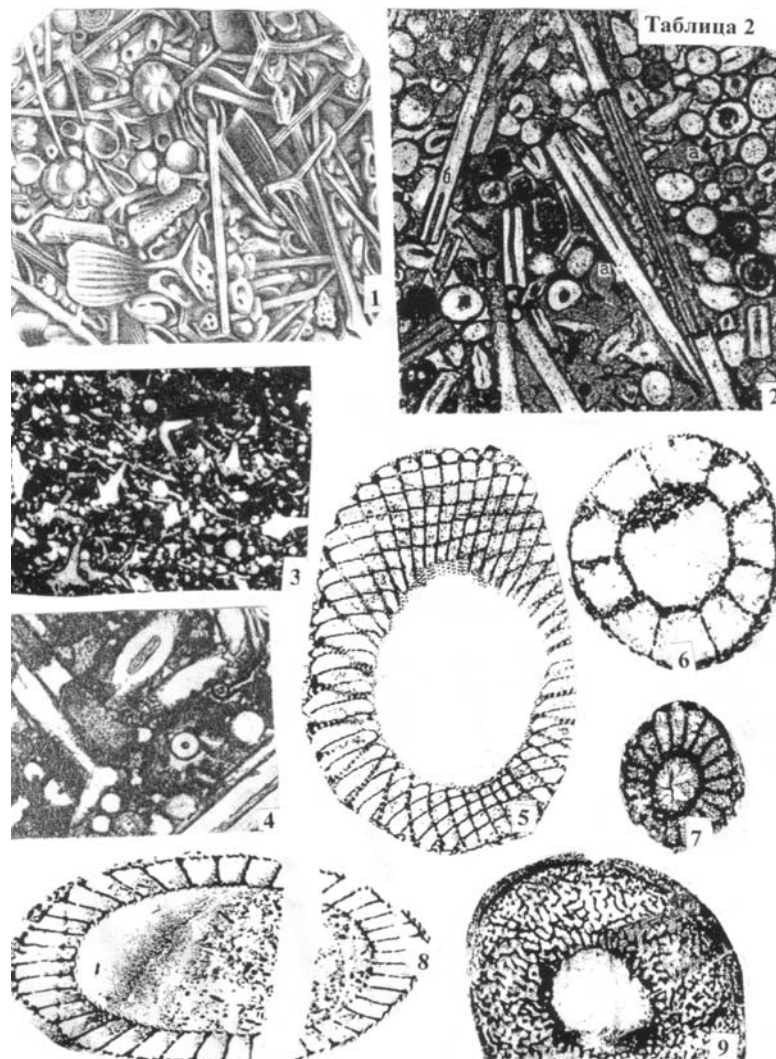
Строматолиты (табл. 9, фиг. 7), как и онколиты, считаются мелководными образованиями их можно встретить как в нормально-морских, так и лагунных фациях. Это карбонатные образования. В отличие от онколитов, строматолиты - изначально прикрепленные образования, но строение их похоже: они сложены слоями темного и светлого цвета. В слоях могут сохраниться остатки водорослей. Внешняя форма строматолитов может быть столбчатой, пластообразной, желваковой, весьма различна микроструктура слоев.

АТЛАС ОКАМЕНЕЛОСТЕЙ В ШЛИФАХ



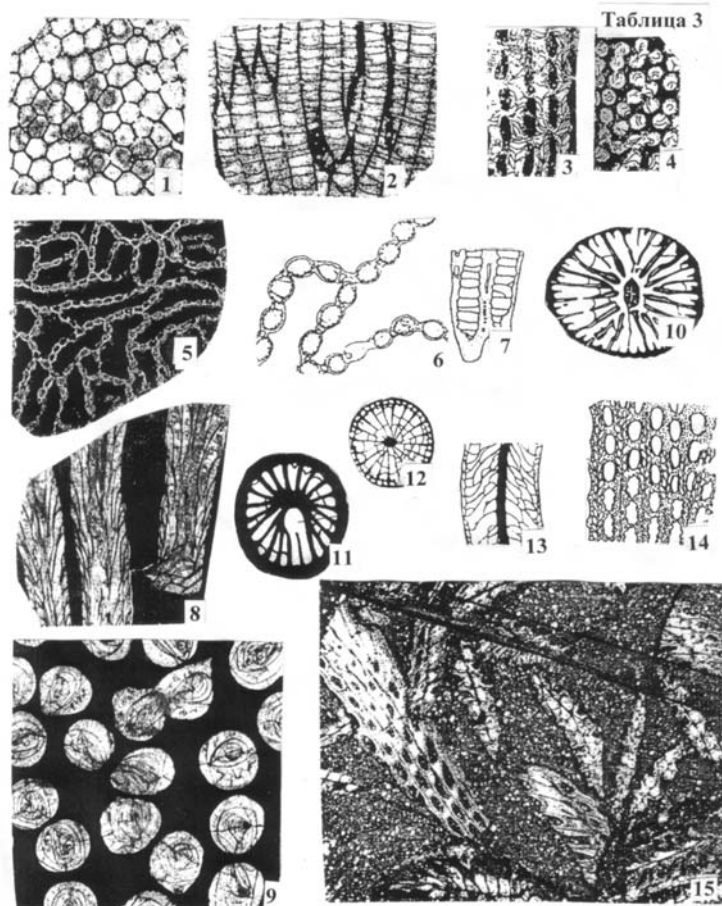
Фораминиферы

1 - целые раковинки различной морфологии; 2 – сечение раковины с агглютинированной (песчаной) стенкой; 3-7 – сечения различных типов раковин: 3, 6-7 – спирально плоскостные, 4-5 – спирально-винтовые; 8 – стенка раковины с радиально-лучистой микроструктурой (никколи скрещены).



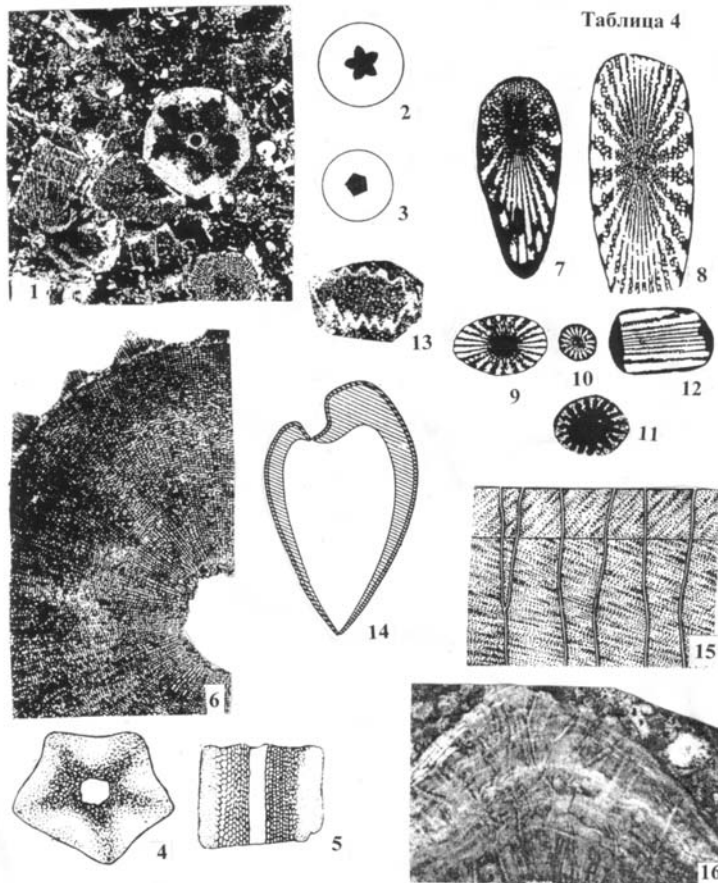
Губки и археоциаты

1-4 – губки: 1 - спикулы губок среди других остатков беспозвоночных, в том числе фораминифер, 2-4 – поперечные и продольные сечения спикул; 5-9 – археоциаты: 5-8 – поперечные сечения кубков правильных (с септами) археоциат, 9 – поперечное сечение кубка неправильного (с тенями) археоциата.



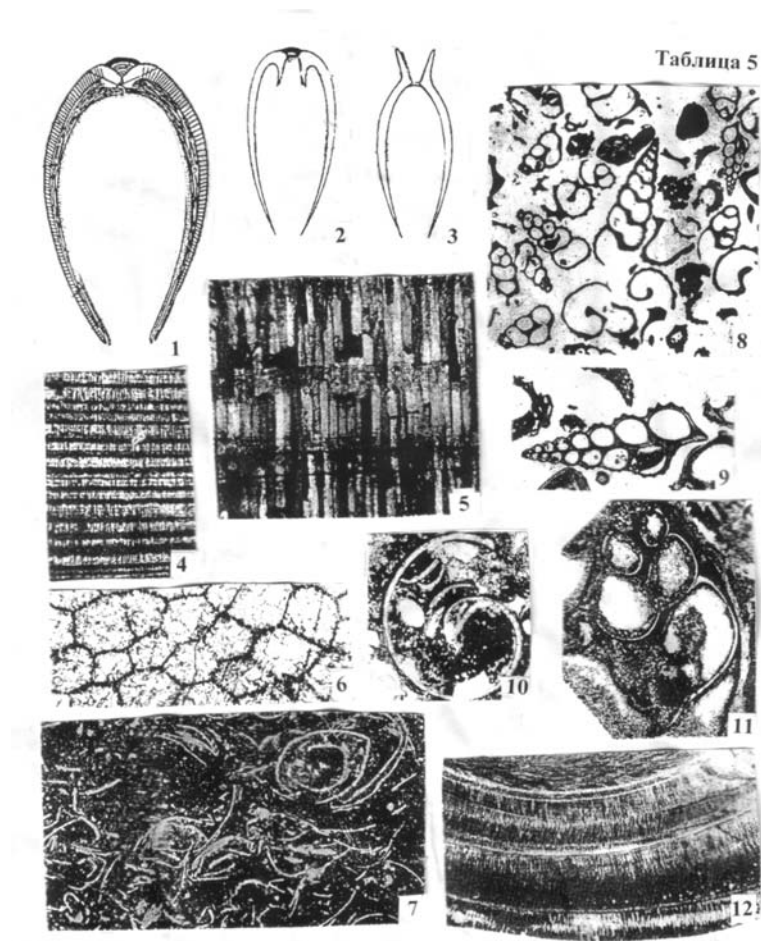
Книдарии (кораллы) и мшанки

1-9 – табуляты: 1-2 – массивная колония *Favosites* (1 – поперечные и 2 – продольные сечения кораллитов), 3-4 – кустистая колония *Syringopora* (3 – продольные сечения кораллитов, пузырчатые днища, соединительные трубки между кораллитами, 4 – поперечные сечения кораллитов), 5 – цепочечная колония *Catenipora*, 6-7 – цепочечная колония *Halysites* (6 – поперечные и 7 – продольные сечения кораллитов, днища горизонтальные), 8-9 – кустистая колония сирингопорид в продольном (8) и поперечном (9) сечении, днища пузырчатые; 10-13 – четырехлучевые кораллы: поперечные (10-12) и продольное (13) сечения кораллитов с различными септами; 14-15 – сечения колоний сетчатых мшанок.



Иглокожие (морские лилии и морские ежи) и брахиоподы

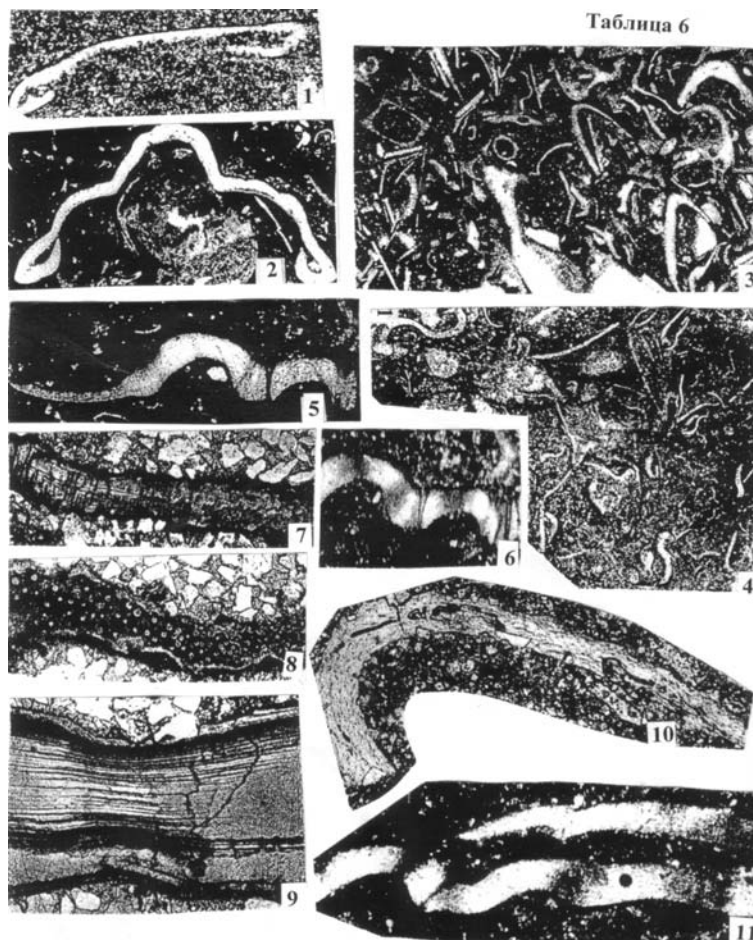
1-5 – морские лилии: сечения члеников стеблей с осевыми каналами различной формы, на рис. 1, 4-5 – ячеистая микроструктура члеников; 6-12 – сечения через иглы морских ежей: 6-11 – поперечный и 12 – продольный срезы; 13-16 – брахиоподы: 13 – сечение через раковину с двумя складчатыми створками, 14 – сечение через целую раковину с двумя створками и выступающей макушкой брюшной створки, стенки двуслойные (а – первичный и б – вторичный слой), 15 – поперечный разрез пористой раковины (а – первичный и б – вторичный слой, в – поры), видно направление волокон слоев, 16 – поперечный разрез внешнего (наружного) слоя раковины, видна типичная для брахиопод волокнистость и тонкие стерженьки, пронизывающие волокнистую ткань.



Двустворчатые моллюски и гастроподы

1-7 – двустворчатые моллюски: 1-3 – сечения через раковины с двумя створками, на рис. 1 видно двуслойное строение створок (внешний призматический и внутренний пластинчатый слой), 4-6 – микроструктура стенок раковин (4 – пластинчатый слой, 5 – сечение призматического слоя раковины в скрещенных николях, видны правильные, различно затухающие призмы и слои нарастания, 6 – призматический слой, сечение поперек призм), 7 – различные сечения целых створок и их фрагментов; 8-12 – гастроподы: 8-11 – сечения через раковины различной морфологии, на рис. 9 разрез вдоль оси навивания, 12 – многослойная структура стенки с чередованием призматических и пластинчатых слоев.

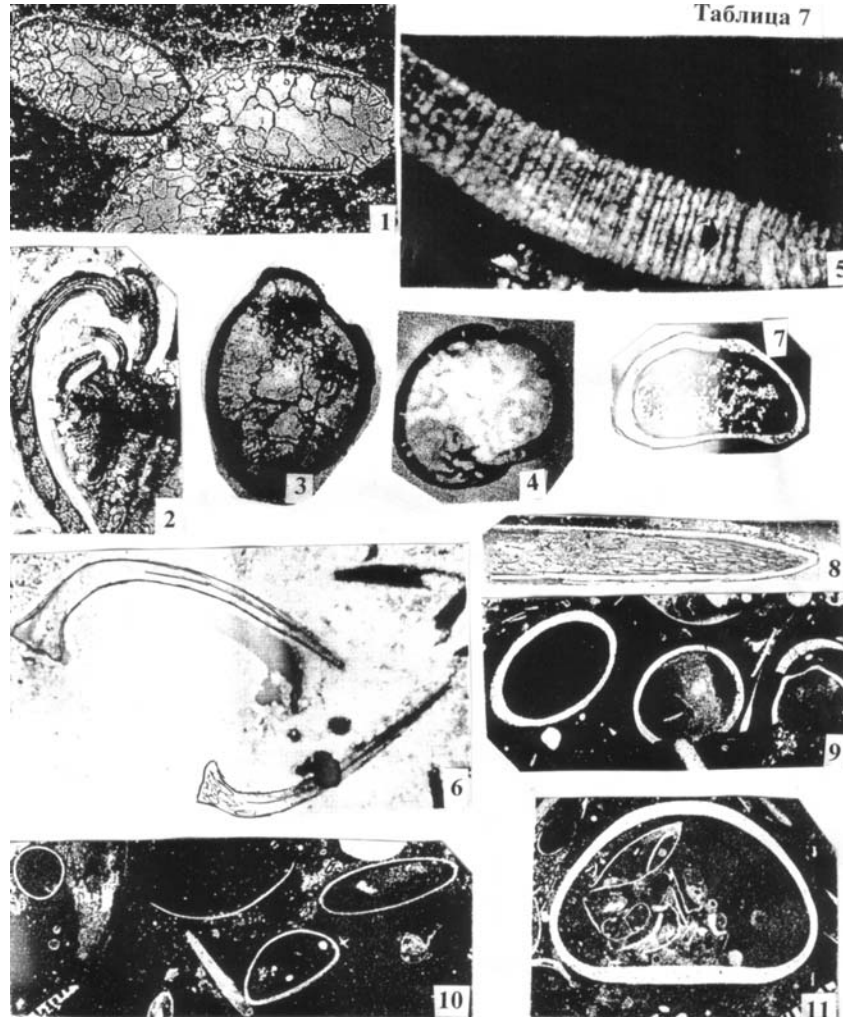
Таблица 6



Трилобиты

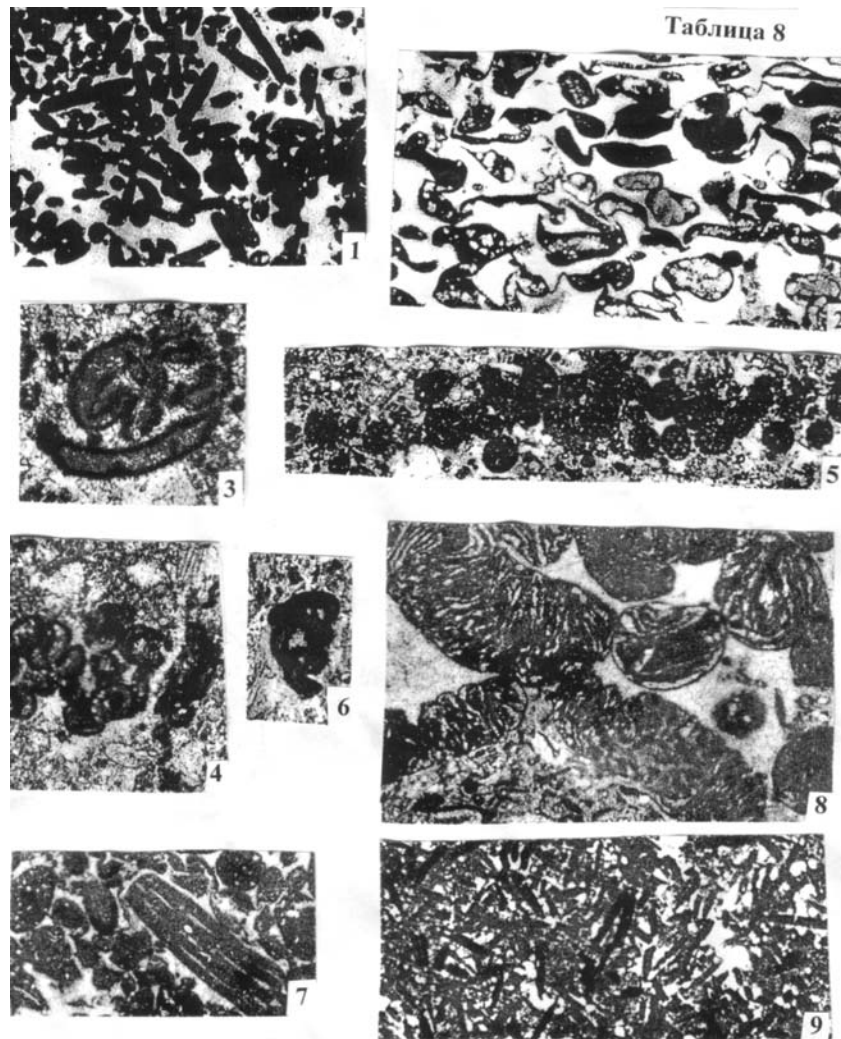
- 1- сечение поперек панциря, видна кайма с двух сторон в виде «крючков», загнутых вниз; 2 – поперечное сечение через спинной панцирь, на краях которого видна кайма; 3-4 – трилобитовые известняки; 5-6 – поперечное сечение панциря с «губчатой» структурой: 5 – простой свет, 6 – в скрещенных николях, волнистое затухание; 7 – сечение панциря с продольными сечениями каналов; 8 – сечение панциря с поперечными сечениями каналов; 9 – сечение через панцирь, видна губчатая основная структура и слоистость; 10 – сечение через панцирь губчатого строения, панцирь изъеден сверлящими организмами; 11 – сечение панциря в скрещенных николях, видно волновое затухание кальцита.

Таблица 7



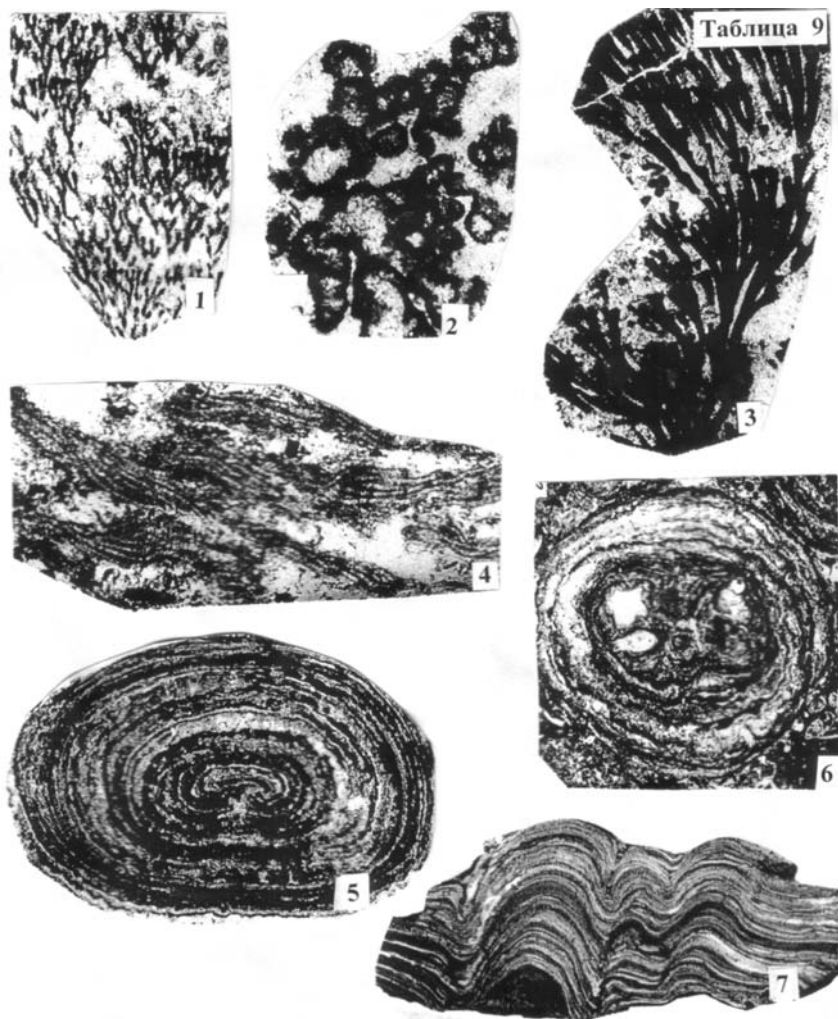
Остракоды, конодонты, хиолиты

1-5 – остракоды: 1-4 – сечения через раковины с двумя полными створками, 5 – микроструктура раковины с поровыми канальчиками (стрелка показывает один из таких канальчиков); 6 – простые клыкоподобные конодонты с осью роста в центральной части, 7-11 – различные сечения раковин хиолитов.



Копролиты

1-9 – различные морфологические типы копролитов, в том числе копролиты рачков (1) и моллюсков (4).



Водоросли, онколиты, строматолиты

1-4 – водоросли: кустистые Eriphyton (1, 3), облаковидные Renalcis (2) и Botimella (4), представляющие собой скопления нитей; 5-6 – онколиты, 7 – пластовый строматолит.

Литература.

1. ***Атлас породообразующих организмов (известковых и кремневых) / сост. В.П.Маслов. - М.: Наука, 1973. – 267 с.***
2. ***Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Часть 3. Кремнистые породы / Е.В.Дмитриева, В.Л.Либрович и др. - М.: Недра, 1973. – 340 с.***
3. ***Бондаренко О.Б Михайлова И.А.. Краткий определитель ископаемых. М.: Недра, 1984. 535 с.***
4. ***Михайлова И.А. Бондаренко О.Б. Палеонтология. М.: Недра, 1998. 535 с.***
5. ***Парфенова М.Д. Историческая геология с основами палеонтологии. Учебное пособие. Томск: ТПУ, 1998. 550 с.***
6. ***Подобина В.М., Родыгин С.А. Историческая геология. Учебное пособие. Томск: НТЛ, 2000. 264 с.***
7. ***Палеонтология. Методические указания и программа к лабораторным работам. Сост. Л.В.Глухова. Красноярск: КГАЦМиЗ. 1997.***

Учебно-методические материалы

1. Атлас ископаемых беспозвоночных и растений. Раздаточный материал к лабораторным занятиям по курсу «Историческая геология с основами палеонтологии». Сост. О.В.Сосновская. 14 с.
2. Окаменелости в шлифах. Раздаточный материал к лабораторным занятиям по курсу «Историческая геология с основами палеонтологии». Сост. О.В.Сосновская. 28 с.
3. Позвоночные. Раздаточный материал к лекционному курсу «Историческая геология с основами палеонтологии». Сост. О.В.Сосновская. 44 с.

ЛАБОРАТОРНАЯ РАБОТА № 2

РАБОТА С КОЛЛЕКЦИЯМИ ПО ФАЦИЯМ

(Ауд. 2 часа)

Цель занятия: знакомство с основными особенностями (состав, структурные и текстурные признаки, органические остатки) осадочных пород, образовавшихся в различных фациальных обстановках – морских, континентальных, переходных.

Порядок выполнения:

1. Знакомство с коллекциями горных пород, образовавшихся в различных фациальных обстановках.
2. Решение задач по определению фаций.

Под фацией условимся понимать обстановку осадконакопления.

Фациальный анализ – выяснение обстановки накопления.

Осуществляется путем исследования осадочной породы (литофациальный анализ) и органических остатков в ней заключенных (биофациальный анализ).

Основные литологические признаки, учитываемые при фациальном анализе - это минеральный состав породы, размерность зерен терригенных компонентов, степень их окатанности и сортировки, характер слоистости, окраска и др.

Среди породообразующих и второстепенных (акцессорных) минералов есть индикаторы среды осадконакопления и диагенеза. Это сульфиды (пирит и марказит), оксиды (гётит, гематит, гиббсит), карбонаты (кальцит, доломит, сидерит), сульфаты (гипс, ангидрит), силикаты (глауконит, шамозит, каолинит, монтмориллонит, гидрослюда), галоиды (галит, сильвин) и др.

Органические остатки, образующие включения в породе или слагающие её целиком (ракушняк, писчий мел), позволяют провести биофациальный (биономический) анализ, в частности определить признаки отложения осадка на суше или в водной среде; соленость и подвижность водной среды, примерную глубину бассейна и др. Основы фациального анализа изложены в учебном пособии И.А. Гречишниковой и Е.С. Левицкого (1979, с. 66-85).

При выполнении работы студенты изучают коллекции осадочных пород, образовавшихся в морских, континентальных и переходных обстановках. При просмотре образцов следует обращать внимание на минеральный состав пород, цвет, структуру, текстурные особенности (слоистость и др.), характер органических остатков и их сохранность.

В заключение каждому студенту выдаются 3-4 образца пород, по которым необходимо установить фацию, в которой порода образовалась. Для этого первоначально породе дается название, затем описывается ее литологические признаки и органические остатки. Полученные данные помогут определить условия образования этих пород. При этом необходимо воспользоваться учебными пособиями (Гречишникова, Левицкий, 1979) и раздаточным материалом (Атлас ископаемых организмов, сост. О.В.Сосновская).

Литература

1. Гречишникова И.А., Левицкий Е.С. Практические занятия по исторической геологии. М.: Недра, 1979. С. 66-151.
2. Историческая геология: Метод. указания / Л.В.Глухова, Р.А.Цыкин. Красноярск: ГАЦМиЗ, 1995. 32 с.

ЛАБОРАТОРНАЯ РАБОТА № 3

СОСТАВЛЕНИЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ КОЛОНКИ ПО ОПИСАНИЮ, ПОСТРОЕНИЕ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЙ И ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКОЙ КРИВЫХ

(Ауд. 2 часа)

Цель занятия: восстановление палеогеографических обстановок и анализ тектонических движений по стратиграфической колонке, построение на этой основе палеогеографической и палеотектонической кривых.

Порядок выполнения: студенты строят стратиграфическую колонку (табл.1) в соответствии с условными обозначениями, принятыми в пособии Е.С.Левицкого, И.А. Гречишниковой (1979, с. 148-151). Варианты заданий даны в конце.

Таблица 1

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОЛОНКА

Эрагема	Система	Отдел	Ярус	Индекс	Колонка	Мощность, м	Описание пород и органические остатки	
ПАЛЕОЗОЙСКАЯ	Девонская	Верхний	фрамен- фамен- ский	D ₃ fm		50-60	Песчаники красноцветные континентальные, глины и мергели с остатками рыб	
			франк- ский	D ₃ f		50-60	Известняки, мергели, доломиты с остатками брахиопод и моллюсков	
		Средний		D ₂		80-100	Песчаники красноцветные континентальные, глины и мергели с остатками рыб и эвриптерид	
	Ордовик-Силурийская	Нижний Верхний			S ₁₋₂		100	Глины и мергели пестроцветные с остатками эвриптерид Известняки и доломиты с остатками брахиопод, кораллов и др.
			Нижний Средний Верхний		O ₁₋₃		100	Известняки и доломиты с морской фауной и с прослоем горючего сланца в кровле
	Кембрийская	Нижний			€ ₁		250-300	Сланец глинистый с граптолитами и песчаники с брахиоподами <i>Obolus</i> Песчаники кварцевые с редкими остатками трилобитов
								Глина голубая с редкими остатками фораминифер и трилобитов, внизу с прослоями песчаника
Бурзяный				RF ₁			Метаморфические породы	

Затем проводится анализ состава пород и минералов (литофациальный анализ) и анализ состава и сохранности органических остатков (биофациальный или биономический анализ) (Гречишникова и Левицкий, с.67-74с. и 74-78). В результате можно получить представление, в каких физико-географических условиях происходило накопление осадков (литораль, сублитораль, низменная суша, лагуна и т.д.).

Проверить правильность проведенного анализа можно, сравнив полученные данные с описанием обстановок в пособии (Гречишникова и Левицкий, 1979, с.79-85).

Практически одновременно с фациальным анализом проводится анализ тектонических движений.

Здесь следует иметь в виду следующие основные моменты.

Если в разрезе *перерыв*, т.е. отсутствуют осадки какого-либо возраста, это означает, что в данный отрезок времени происходило *поднятие* (восходящие движения) и район представлял собой размываемую сушу (гористый, холмистый рельеф). Если отложения в разрезе присутствуют для соответствующего интервала времени, то это означает, что район испытывал *погружения* (нисходящие движения), но

палеогеографические результаты нисходящих движений, в зависимости от их интенсивности, могут быть, различными.

Так, при умеренном компенсированном погружении, образуется низменная равнина с озерами, болотами, реками.

Более интенсивные погружения, частично компенсируемые, могут сопровождаться трансгрессией моря, и осадки будут накапливаться на разных глубинах (в разных зонах моря).

Наконец, может существовать еще одна обстановка – лагунная, когда на фоне общего, почти компенсированного погружения происходит относительное поднятие уровня осадконакопления, в результате чего полностью или частично изолируется часть морского бассейна (залив), образует лагуну.

Следует обратить внимание на тот случай, когда в разрезе чередуются грубозернистые и тонкие морские осадки, т.е. более мелководные и глубоководные. Это означает, что дно моря испытывало колебательные движения (кратковременные регрессии и трансгрессии). Могут чередоваться в разрезе морские и лагунные отложения, морские и континентальные и т.д.

К примеру, пачка пород содержит слои песчаников с остатками наземных растений, чередующихся со слоями известняков с морской фауной. Такое строение разреза будет соответствовать колебательным движениям в условиях прибрежной равнины, временами заливаемой морем. Также следует запомнить, что, при условии компенсации, чем больше мощность осадков, тем более интенсивным было прогибание и осадконакопление.

После того как будет завершен фациальный анализ и анализ тектонических движений, можно перейти к построению палеогеографической и палеотектонической кривых (табл.2).

Для построения графика отрезками равной длины (т.е. без учёта абсолютной продолжительности стратиграфических подразделений) на горизонтальной оси отмечают интервалы геологического времени. Перерывы, которые обычно бывают в разрезах, здесь отсутствуют, так как геологическое время течет непрерывно, в направлении от прошлого к будущему.

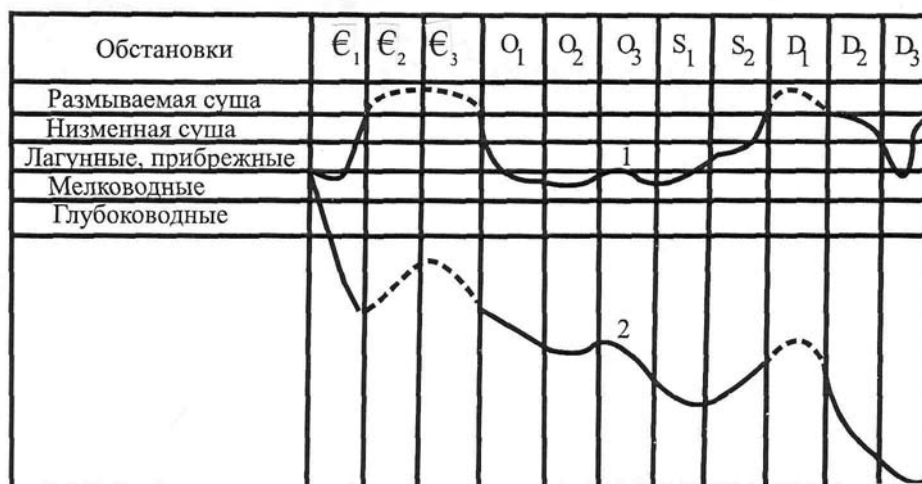
На вертикальной оси выбирают нулевую отметку, соответствующую уровню моря (океана), выше которой располагают (условно) по порядку следующие зоны: лагуны и лиманы; низменную сушу (область континентального осадконакопления); размываемую сушу (устойчивое осадконакопление не происходит). Ниже нуля располагают зону морского мелководья (литораль+сублитораль) и зону глубоководного осадконакопления (псевдоабиссаль+батиаль).

Вертикальный масштаб следует выбирать разумно, т.е. не следует брать крупный масштаб, в этом случае кривая будет грубой, искажённой. В то же время длина отрезков должна быть достаточной, чтобы показать разницу в глубине осадконакопления смежных фациальных зон.

Следующий шаг - показать точками положение земной поверхности (на суше и в море) в каждый отрезок времени относительно нулевой отметки уровня моря.

Таблица 2

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ (1) И ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ (2) КРИВЫЕ



Кривая, соединяющая эти точки, называется *палеогеографической*. Участки ее, соответствующие перерывам в осадконакоплении, т.е. положению в зоне размываемой суши, показывают пунктиром.

Если отрезку времени соответствует резкая смена (несколько раз) обстановок (мелководное – глубоководное море; море - лагуна; море – низменная суша), то этот участок кривой следует показать "гармошкой" (синусоидой).

Палеогеографическая кривая изображает только одну сторону осадочного процесса, а именно - положение «дна» относительно нуля - уровня океана.

Происходившие вертикальные тектонические движения можно восстановить только построением еще одной - *палеотектонической* кривой. Необходимость её можно показать на следующем примере. Если морское осадконакопление сменяется континентальным, то палеогеографическая кривая идет вверх, хотя на самом деле может продолжаться погружение (иметь место относительное поднятие на фоне общего погружения). Другой пример, если скорость погружения равна скорости осадконакопления, обстановка (глубина) не меняется (компенсированные прогибы).

Палеотектоническая кривая строится следующим образом.

Кривая начинается с нулевой отметки, далее от палеогеографической кривой (дна) откладывается мощность накопившихся за первый отрезок времени осадков (на его конец), затем откладывается суммарная мощность осадков первого и второго отрезков времени тоже на конец второго отрезка времени и от палеогеографической кривой и т.д. Момент перерыва показывается

выпуклой пунктирной линией, начало и конец этого участка кривой должны находиться на одном уровне (погружение в этот период не происходило).

Вертикальный масштаб для палеотектонической кривой выбирают в зависимости от мощностей осадков в разрезе.

Готовое задание должно содержать оформленную по правилам стратиграфическую колонку (стратиграфическая классификация, мощность, описание пород и органических остатков) и график с изображением палеогеографической и палеотектонической кривых.

Варианты заданий (Гречишникова и Левицкий, 1979, с.95-141)

1 подгруппа

2 подгруппа.

Приложение №6

1. т. № 3
2. т. № 4
3. т. № 7
4. т. № 9
5. т. № 12
6. т. № 13
7. т. № 17
8. т. № 19
9. т. № 20
10. т. № 27
11. т. № 29
12. т. № 30

Приложение №7

13. т. № 201
14. т. № 203
15. т. № 208
16. т. № 211
17. т. № 212
18. т. № 213
19. т. № 215
20. т. № 217
21. т. № 220
22. т. № 225
23. т. № 228
24. т. № 234

Литература

1. Гречишникова И.А., Левицкий Е.С. Практические занятия по исторической геологии. М.: Недра, 1979. С. 66-151.
2. . Историческая геология: Метод. указания / Л.В.Глухова, Р.А.Цыкин. Красноярск: ГАЦМиЗ, 1995. 32 с.

ЛАБОРАТОРНАЯ РАБОТА 4

ВОССТАНОВЛЕНИЕ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ УЧАСТКА ПО КАМЕННЫМ КОЛЛЕКЦИЯМ

(Ауд. –2 часа)

Цель работы: Закрепить знания по стратиграфии, фациальному анализу и анализу тектонических движений. Восстановить историю развития участка.

Порядок выполнения работы:

1. Определение горных пород и ископаемых остатков.
2. Определение возраста пород изохронным или палеонтологическим методами.
3. Выделение стратиграфических подразделений, построение стратиграфической колонки.

4. Лито-и биофациальный анализ.
5. Анализ тектонической обстановки.
6. Составление отчета по лабораторной работе.

Для выполнения работы выдается несколько образцов горных пород, в некоторых из них заключены окаменелости. Все образцы пронумерованы.

Каждая толща (свита, пачка) представлена одним-двумя образцами. Самая древняя толща имеет № 1, перекрывающая ее - № 2 и т.д. Если образцов два, то порода более древняя дополнительно к номеру обозначается буквой «а», а более молодая – буквой «б». Например, обр. 1а и 1б представляют различные стратиграфические уровни толщи № 1 – самой древней из коллекции. Если же два образца нумеруются одинаково, то они принадлежат одному стратиграфическому уровню и одной толще.

После определения горных пород и окаменелостей, устанавливается возраст отложений. При определении возраста палеонтологическим методом рекомендуется воспользоваться раздаточным материалом по палеонтологии (атласы беспозвоночных и растений и др.). Для ряда пород указаны изотопные возраста.

После этого устанавливаются взаимоотношения толщ. Перерывы определяются по отсутствию каких-либо подразделений в разрезе, что устанавливается прежде всего палеонтологическими методами. Следует обратить внимание на присутствие в основании толщи базального конгломерата с галькой подстилающих отложений и пр. признаки. О наличии угловых несогласий будет сообщено в сопроводительной записке к коллекции.

Далее проводится выделение стратиграфических подразделений с учетом их литологического состава, палеонтологической характеристики, мощности и взаимоотношений с перекрывающими и подстилающими породами.

Последующие виды работ (пункты 3, 4 и 5) выполняются как в лабораторных работах № 2 и 3. Кроме того, при выполнении пункта 5 необходимо воспользоваться знаниями, полученными в лекционном курсе по предмету.

В сопроводительной записке указываются мощности толщ, изотопные возраста пород, интервалы жизни некоторых окаменелостей, данные о взаимоотношениях отдельных толщ и пр.

В итоге весь полученный материал описывается в отчете. Отчет состоит из стратиграфической колонки и текста. Основным итогом проделанной работы является восстановление истории развития участка.

Работа выполняется группой студентов из 3-4 человек. Защита отчета проводится на консультациях.

Литература.

1. Гречишникова И.А., Левицкий Е.С. Практические занятия по исторической геологии. М.: Недра, 1979. С. 66-151.

2. Историческая геология: Метод. указания / Л.В.Глухова, Р.А.Цыкин. Красноярск: ГАЦМиЗ, 1995. 32 с.
3. Парфенова М.Д. Историческая геология с основами палеонтологии. Учебное пособие. Томск: ТПУ, 1998. 550 с.
4. Подобина В.М., Родыгин С.А. Историческая геология. Учебное пособие. Томск: НТЛ, 2000. 264 с.

Учебно-методические материалы

1. Атлас ископаемых беспозвоночных и растений. Раздаточный материал к лабораторным занятиям по курсу «Историческая геология с основами палеонтологии». Сост. О.В.Сосновская. 14 с.
2. Позвоночные. Раздаточный материал к лекционному курсу «Историческая геология с основами палеонтологии». Сост. О.В.Сосновская. 44 с.

ЛАБОРАТОРНАЯ РАБОТА № 5

РУКОВОДЯЩИЕ ФОРМЫ, ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА

(Ауд. 2 часа)

Цель работы: познакомиться с основными этапами эволюции органического мира и руководящими формами, характерными для отдельных этапов геологической истории.

Порядок выполнения работы:

1. Знакомство с основными этапами эволюции древних организмов и с руководящими формами по каменным коллекциям.
2. Решение задач.

После знакомства с основными этапами эволюции, рекомендуется записать в тетрадь по палеонтологии списки руководящих форм; зарисовать те из них, которые не изучались в курсе «Основы палеонтологии»; изучить коллекции ископаемых руководящих форм. Конечным результатом работы является коллоквиум, где каждый студент должен определить несколько образцов руководящих ископаемых, описать органический мир и привести список руководящих ископаемых для какого-либо периода геологической истории.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА,
РУКОВОДЯЩИЕ ФОРМЫ

Биостратиграфия как основная составляющая часть стратиграфии базируется на принципе необратимости эволюции органического мира. Каждой геологической эпохе отвечает присущая только ей фауна и флора, что позволяет использовать палеонтологические данные для определения относительного возраста горных пород и для расчленения и корреляции разрезов.

Архейский акрон

Жизнь зародилась на Земле вероятно после образования первых водных бассейнов, не менее 3.8 млрд. лет назад, т.е. в раннем архее. Первые организмы были прокариотами – они были одноклеточными и не имели ядра. В архее известны бактерии и цианобионты. Жили они в бескислородной среде, заселяли мелководные участки бассейнов от 10 до 60м глубиной.

В породах серии Исуа в юго-западной Гренландии с возрастом около 3.800 млн. лет обнаружены мелкие цианобионты в виде палочек, нитей, а также их шаровидные, дисковидные и многоугольные оболочки.

К позднему архею создались условия более благоприятные для существования и размножения организмов: снизилась температура воды, уменьшилась ее кислотность и химическая агрессивность. В верхнеархейских породах встречены цианобионты и бактерии, а также строматолиты.

Позднеархейские прокариоты известны из кремнистых пород формации Фиг-Три (Южная Африка) с возрастом 3.2 млрд. лет.

Прокариоты архея отличаются от прокариот протерозоя мелкими размерами.

С деятельностью прокариотов связывают происхождение железорудных формаций (джеспилиты) и карбонатных толщ.

Появлению первых организмов на Земле, по-видимому, предшествовала длительная химическая эволюция.

Протерозойский акрон

Органический мир протерозоя значительно более разнообразен.

В раннепротерозойских образованиях часто встречаются микроскопические прокариоты и продукты их жизнедеятельности – фитоциты (строматолиты и микрофитоциты). Возможно, в это время появляются первые эукариоты.

Важнейший рубеж в развитии органического мира совпадает с началом позднего протерозоя, когда повсеместно появились достоверные эукариоты (грибы, водоросли) – организмы, клетки которых имели обособленные ядра.

Второй важный рубеж совпадает с началом среднего рифея, когда появились многоклеточные животные и растения. В составе животных были как неподвижные бентосные формы, так и подвижные илоеды.

В отложениях рифея встречаются разнообразные микрофоссилии – сборная группа остатков фито- и зоопланктона, часть из них относится к проблематикам. Это микроскопические организмы шаровидной или иной

формы. В среднем рифее появляются входящие в эту группу акритархи - образования, напоминающие споры растений.

Еще одной сборной группой являются катаграфии – мелкие, обычно микроскопические образования в виде комочков или оболочек, вероятно остатки жизнедеятельности животных (копролиты), оболочки или бесструктурные скопления водорослей. Первые представители этой группы известны с 1200 млн. лет.

В позднем протерозое появились первые планктонные животные.

Пышное развитие получили цианобионты, остатки жизнедеятельности которых – строматолиты – имеют важное значение для стратиграфии рифея.

В это же время появляются представители группы невландиевой проблематики. Это крупные колониальные бентосные (прикрепленные) организмы, часть которых являются предковыми для кишечнополостных, в том числе некоторых представителей эдиакарской фауны.

Вероятно, этап развития органического мира, начавшийся в среднем рифее, связан со значительным увеличением содержания кислорода в атмосфере. Это обеспечило защиту организмов от ультрафиолетового излучения, благодаря чему животные, перейдя к кислородному дыханию, стали подниматься к самой поверхности и заселять обширные мелководья.

В венде продолжают встречаться те же группы организмов, а также появились новые.

Этот период можно рассматривать как *третий важнейший этап* развития органического мира докембрия – этап становления основных типов животного мира и, прежде всего, многоклеточных.

В венде наряду с мелкими водорослями появились крупные бурые водоросли – вендотениды.

Нередко встречаются отпечатки или ядра мягкотелых многоклеточных животных, сообщество которых названо «эдиакарской фауной». Впервые они были найдены в Австралии (серия Паунд), позже подобные организмы были обнаружены в других районах Земного шара. Богатой и разнообразной фауной характеризуется разрез Летнего берега Белого моря.

Эдиакарская фауна представлена разными типами беспозвоночных: стрекающими (медузоидами и одиночными или колониальными, в том числе морскими перьями, прикрепленными полипами), плоскими и кольчатыми червями, членистоногими (вероятными предками трилобитов), иглокожими (?), а также животными, систематическая принадлежность которых неясна. Своеобразие вендских животных заключается, прежде всего, в отсутствии скелетов. Второй особенностью этой фауны является гигантизм многих её представителей (до 0,5 м и более).

Представители эдиакарской фауны встречаются в основном в верхнем венде, в нижнем венде известны только их единичные представители. В конце венда они вымирают.

В верхнем венде животные организмы начали строить скелет. Это исключительно важное событие в эволюции органического мира.

Среди животных, имеющих скелет, раньше всех появились Cloudina, представляющие собой своеобразного строения скелеты («конус в конусе») около 1 мм в диаметре. Они очень напоминают кембрийских крибрициат (отростки от кубков археоциат). Чуть позже встречены сабелледитиды, близкие современным погонофорам. Они сохранились в породе в виде одиночных тонких и длинных трубок, состоящих из хитиноподобного вещества.

К концу венда количество и разнообразие скелетных организмов увеличилось. Эти мелкие скелетные остатки объединили в группу, которую называют «мелкораковинной фауной» (SSF –small shelly fossils).

Кроме остатков собственно организмов в венде известны следы ползания, кормления и норки животных.

Палеозойская эра

Четкое различие палеозоя от докембрия – быстрое развитие животных с твердым скелетом. Конечно, первые скелетные появились еще в венде, но их было немного и они были мелкими. В кембрии появляется почти сразу (в масштабах геологического времени) множество самых разнообразных скелетных организмов – представителей разных типов и классов, причем как мелких, так и сравнительно крупных.

Полагают, что способность строить скелет появилась у разных представителей животного мира почти одновременно. Объясняют это явление по-разному. Однако все согласны, что к концу докембрия возник какой-то новый фактор среды. Причины массового появления скелетов могли иметь и космическое происхождение, и земное. Например, есть точка зрения, что на появление скелетов повлияли два фактора: временное снижение содержания углекислого газа (облегчается биохимическое образование фосфатов и карбонатов) и общее повышение содержания кислорода. Есть и другие гипотезы.

Однако скелет появился у животных вряд ли потому, что на них что-то «подействовало» и «заставило» это сделать. Значит, скелет просто стал необходим (для защиты от врагов, поддержания тела и т.д.). И при благоприятных условиях среды животные его стали формировать. Причем совсем не мгновенно, как это представляют. Первые скелетные (небольших размеров) появились в верхнем венде, и их было немного. К концу венда количество организмов (причем разных классов и типов) значительно увеличилось и увеличивалось далее постепенно. На границе докембрия и кембрия среди мелкораковинной фауны не произошло каких-либо существенных изменений. Просто к известным формам присоединились новые. Далее одни вымирали, другие появлялись. Археоциаты появились в томмотском веке раннего кембрия. Скелет у трилобитов сформировался позже – в атдабанском веке, т.е. через почти 5 млн. лет. От момента появления первых скелетных организмов до трилобитов прошло около 30 млн лет.

Кембрий. В отложениях кембрия обнаружены представители всех типов беспозвоночных животных. В начале кембрия появляются низшие хордовые - конодонтоморфы, в конце кембрия - первые высшие хордовые – рыбообразные бесчелюстные. С начала кембрия – расцвет крупных скелетных организмов.

Фауна архаична – организмы представлены примитивными формами (брахиоподы – беззамковые, моллюски разные, но нередко с прямой раковиной, археоциаты – организмы низкой организации). Основная масса кембрийских организмов – трилобиты, археоциаты, весьма разнообразная мелкораковинная фауна, включающая представителей разных типов мелких размеров, в том числе брахиопод, гастропод, губок и пр., водоросли и цианобионты.

Из других групп встречаются фораминиферы, в том числе первые их представители с агглютинированным скелетом, радиолярии, книдарии, черви, ракообразные, иглокожие, граптолиты. Широкого распространения они в кембрии не получили.

Одной из самых характерных групп кембрия являются археоциаты, просуществовавшие лишь первую треть кембрия. Вместе с водорослями и цианобионтами они были создателями рифовых построек.

Весьма многочисленны и разнообразны другие организмы кембрия – трилобиты. Миомеры в кембрии достигают расцвета, а затем вымирают. Полимеры, широко распространенные в кембрии, продолжают развиваться и позже.

Большинство кембрийских организмов были обитателями морских и прибрежно-морских бассейнов. Есть данные, что могли появиться наземные организмы (черви и многоножки).

Руководящие формы кембрия:

€₁ - археоциаты: Aldanocyathus, Erbocyathus, Archaeocyathus, трилобиты: Olenellus.

€₁₋₂ - трилобиты: Olenoides.

€₂ - трилобиты: Paradoxides.

€_{2.3} - трилобиты: Agnostus.

Ордовик. Жизнь в ордовике была более разнообразна, чем в кембрии. В растительном мире господствовали водоросли, в том числе зеленые, которые участвовали в образовании горючих сланцев кукерситов.

Животный мир морей представлен беспозвоночными животными, а также позвоночными - бесчелюстными рыбообразными организмами (телодонтами). Широкое распространение имели трилобиты, морские пузыри и морские лилии, брахиоподы, головоногие моллюски.

В это время появились разнообразные скелетные представители книдарий: четырехлучевые кораллы (примитивные однозонные), табуляты, гелиолитиды, строматопораты.

Моря ордовика заселены многочисленными трилобитами, в основном полимерами с крупными хвостовыми щитами, обладающими способностью к свертыванию для защиты от хищников. Распространены цефалоподы с прямыми раковинами - ортоцератоидеи и эндоцератоидеи, последние могли достигать длины в 3-9 м.

Появившиеся морские ежи имели гибкий панцирь с черепитчатым налеганием табличек (ежи с жестким панцирем известны только с карбона). Двустворчатые моллюски немногочисленны, но достаточно разнообразны (рядозубые, расщепленнозубые, связкозубые, беззубые). Брахиоподы представлены как беззамковыми формами, так и замковыми с известковой раковиной (ортиды, атрипиды, спирифериды, пентамериды, ринхонеллиды).

Большое значение для стратиграфии ордовика имеют граптолиты. Они быстро эволюционировали, географически широко распространены и являются хорошими руководящими ископаемыми. Для раннего ордовика характерны бесосные формы, для среднего и позднего – осеносные двурядные граптолиты.

Широко распространены представители низших хордовых – конодонты.

В солоновато-водных бассейнах ордовика кроме бесчелюстных живут крупные членистоногие - эвриптериды.

Растительный мир по-прежнему известен только в водоемах и представлен водорослями.

Руководящие формы ордовика:

Брахиоподы: *Obolus* O₂, *Orthis* O₁, *Angarella* O.

Трилобиты: *Megalaspis* (*Megistaspis*) O₁₋₂, *Asaphus* O, *Iliaenus* O-S₁.

Головоногие: *Orthoceras* O₂, *Endoceras* O.

Иглокожие: *Echinosphaerites* O₂₋₃, *Echinoencrinites* O₂.

Граптолиты: *Didymograptus* O.

Силур. В силурийском периоде продолжалось дальнейшее усложнение и совершенствование органического мира, особенно животного.

В морях главенствуют те же группы, что и в ордовике. Важная роль принадлежит граптолитам, но к концу силура они почти все вымерли. Наблюдается расцвет кораллов: как ругоз (появляются двухзонные тетракораллы), так и табулят. Они были породообразующими, рифостроящими организмами. Наступил расцвет брахиопод. Часты пентамериды, атрипиды, спирифериды.

Трилобитов стало меньше, но появились многочисленные ракоскорпионы, в мелководных бассейнах обитали мелкие ракообразные – остракоды. Также продолжают развиваться головоногие с прямой раковиной. Наблюдается расцвет наутилоидей. Появились предковые формы аммоноидей. Встречаются тентакулиты.

Часты морские лилии и морские ежи, еще встречаются морские пузыри. Возросла роль двустворчатых моллюсков и гастропод. Появляются фораминиферы с секреторной раковиной

Из растений в морях широко распространены водоросли (бурые, красные, зеленые).

В конце силура произошло важнейшее событие фанерозоя: жизнь начала завоевывать сушу.

Окраины континентов, прибрежные области заселяют мхи, грибы. Остатки наземных растений крайне редки, известны лишь из отложений конца силура, но достаточно обильны споры. По-видимому, во второй

половине силура появились первые наземные растения (проптеридофиты и примитивные плауновые). Есть мнение, что они были обитателями возвышенных участков, поэтому в водоемах не захоронялись.

Появились обитатели пресноводных внутриконтинентальных водоемов (ракоскорпионы и др.). Сушу начинают осваивать членистоногие – скорпионы и многоножки.

Позвоночные в силуре представлены бесчелюстными и хрящевыми рыбами. Появляются так называемые «панцирные» рыбы (покрытые крупными чешуями). Все они обитатели солоновато-водных водоемов.

Конодонтов стало несколько меньше, чем в ордовике, но они еще сохраняют важное стратиграфическое значение.

К концу силура происходят заметные изменения в органическом мире: многие представители раннепалеозойских групп (граптолиты, трилобиты, многие семейства брахиопод, табуляты и др.) либо вымирают, либо резко уменьшается их количество и разнообразие.

Руководящие формы силура:

Кораллы: *Palaeofavosites* O₃-S₁, *Favosites* (с крупными кораллитами) S, *Halysites* S, *Streptelasma* (O-S).

Моллюски: тентакулиты S-D.

Брахиоподы: *Conchidium* (S).

Иглокожие: *Crotalocrinites* S.

Граптолиты: *Rastrites* S₁, *Monograptus* S-D₁.

Бесчелюстные позвоночные: *Telodus* S.

Девон. Органический мир девона был богат и разнообразен. В девоне в связи с аридизацией климата суша стала местом обитания многочисленных организмов.

Значительного прогресса достигла наземная растительность. С начала девона и по средний девон включительно в заболоченных участках суши широко распространены проптеридофиты.

В среднем девоне существовали уже все основные группы споровых растений: плауновые, членистостебельные и папоротники, а к концу девона появились и первые представители голосеменных. Многие из кустарников превратились в древовидные и дали начало первым пластам угля (о.Шпицберген, Барзас). Позднедевонская флора называется археоптерисовой – по имени широко распространенного папоротника *Archaeopteris*. В конце девона уже существовали леса, состоящие из этих растений.

Для стратиграфии морских отложений наиболее важное значение имели конодонты, головоногие моллюски со свернутой раковиной (аммоноидеи), брахиоподы, кораллы, тентакулиты и остракоды. Продолжают существовать фораминиферы с агглютинированными и секреторными раковинами.

В девоне доживают граптолиты. В нижнем девоне встречен только один род *Monograptus*. Вымирают цистоидеи, резко сокращается разнообразие трилобитов и наутилоидей. Но широко распространены брахиоподы, особенно из семейства спириферид и пентамерид, появляется новый отряд брахиопод - продуктиды.

Также обильны ругозы, табуляты, гелиолитиды и строматопораты.

Впервые в истории Земли заметную роль стали играть двустворки и некоторые ракообразные, особенно мелкие (остракоды и филлоподы), что связано с образованием в девоне многочисленных бассейнов ненормальной солености, к существованию в которых они смогли приспособиться.

Широко распространены бесчелюстные и особенно рыбы: двоякодышащие, панцирные, кистеперые, хрящевые (акулы, скаты). В пресноводных и солоноватоводных бассейнах рыбы, по-видимому, были уже многочисленны.

С девона известны первые земноводные позвоночные - амфибии - стегоцефалы. Их скелеты найдены в верхнедевонских отложениях, а отпечатки лап тетрапод известны в среднем девоне.

На суше встречаются скорпионы и многоножки, которые появились еще в силуре, а также бескрылые насекомые.

Руководящие формы девона:

Брахиоподы: *Karpinskia* D₁₋₂, *Euryspirifer* D₁₋₂, *Conchidiella* (Zdimir) D₂, *Athyris* D-C₁, *Atrypa* S-D.

Головоногие: *Tornoceras* D₂₋₃, *Timanites* D₃, *Clymenia* D₃, бактриитоидеи D-P.

Кораллы: *Thamnopora* S-D, *Calceola* D₂, *Heliolites* S-D.

Флора: *Rhynia* D₁₋₂, *Sawdonia* D.

Панцирные рыбы: *Bothriolepis* D₃.

Позвоночные (амфибии): *Ichthyostegida* D₃, *Tulerpethon* D₃.

Карбон. Наземная жизнь в карбоне испытывает пышный расцвет. Широко распространены наземные растения: из споровых - членистостебельные, плауновидные, папоротники, а из голосеменных - семенные папоротники и кордаиты. Последние к концу периода занимают господствующее положение. В карбоне появились первые хвойные, а к концу периода - гинкговые.

Большое развитие в карбоне получили древовидные формы споровых растений. Среди хвощевидных выделяются крупные каламитесы. Плауновидные растения представлены крупными древовидными формами со стволами высотой несколько десятков метров - лепидофитами (*Lepidodendron*, *Sigillaria*). В расцвете настоящие и семенные папоротники, многие из них были древовидными (*Pecopteris*).

Впервые Земля покрывается лесами.

Кроме того, впервые на Земле проявилась ботанико-географическая зональность. В тропическом поясе в прибрежных (мангровах) лесах

произрастают древовидные плауны - лепидофиты. На более возвышенных участках распространены древовидные членистостебельные (каламиты, древовидные папоротники, «птеридоспермы» и другие голосеменные), а также кустарниковые, травянистые и лианоподобные представители этих классов. Экваториальный пояс располагался в пределах Северной Америки, Западной Европы, юга Восточной Европы, Гималаев и Юго-Восточной Азии. Растительность тропиков отличалась наибольшим разнообразием.

В северном умеренном поясе (Ангарида) основной фон лесов составляли кордаиты («кордаитовая» тайга).

В южном умеренном поясе (Гондвана), испытывавшем покровное оледенение, основными группами были глоссоптериды и кордаиты. Но все перечисленные выше классы растений также встречались в пределах этих поясов.

Для морей карбона характерно бурное развитие фораминифер, например, фузулин. Их было так много, что они образовали фузулиновые известняки.

Из других беспозвоночных в карбоне имели значение некоторые ругозы (Caninia), табуляты (Chaetetes, Syringopora, Michelinia). Большинство из них являются рифостроителями вместе с мшанками и водорослями. Появились трехзонные ругозы.

Брахиоподы находятся в расцвете, особенно многочисленны спирифериды и продуктиды. Многочисленны морские ежи и морские лилии, которые достигли максимума расцвета, т.е. максимума разнообразия и крупных размеров.

Обильны двустворки, гастроподы и остракоды. Двустворки и остракоды заселяли не только моря, но и пресноводные бассейны. Впервые в морях карбона появились в заметных количествах переднежаберные и легочные гастроподы.

В карбоне для многих групп беспозвоночных характерен гигантизм. Вымирание в каменноугольном периоде коснулось лишь отдельных групп: исчезли некоторые цефалоподы с прямыми и изогнутыми раковинами, некоторые древние иглокожие, а также последние граптолиты - стереостолонаты.

Наземные членистоногие представлены пауками, скорпионами, тараканами, стрекозами (с размахом крыльев до 1 м). Они жили в лесах.

В морях карбона обитали многочисленные рыбы. Разнообразные земноводные (стегоцефалы) населяли берега озер, заросли лесов. Это были довольно неуклюжие ящерицеподобные животные, размеры некоторых из них (лабиринтодонтов) достигали 3-4 м в длину.

В конце карбона стегоцефалы дали начало первым пресмыкающимся – рептилиям (котилозаврам). Прогрессивные черты рептилий (роговой покров, предохраняющий организм от потери влаги, размножение яйцами, откладываемыми на суше) позволили им проникнуть в глубь континентов.

Важное значение для стратиграфии морских отложений карбона имеют, как и ранее, конодонты, головоногие моллюски (гонииатиды), а также

фораминиферы и брахиоподы. Определение возраста континентальных отложений основано на изучении остатков растений, а также комплексов спор и пресноводных двустворок.

Каменноугольный период является временем накопления растительных остатков, давших начало угольным пластам в глобальном масштабе, с чем и связано название периода.

Руководящие формы карбона:

Фораминиферы: *Fusulina* C₂₋₃.

Мшанки: *Polypora* (C).

Кораллы: *Chaetetes* C, *Michelinia* C, *Lithostrotion* C, *Caninia* C-P₁.

Брахиоподы: *Gigantoproductus* C₁, *Striatifera* C₁, *Choristites mosquensis* C₂, *Linoproductus cora* C₃.

Моллюски: *Goniatites* (C₁).

Иглокожие: *Moscovicrinus* C, *Archaeocidaris* C-P.

Флора карбона и перми: *Lepidodendron* C, *Sigillaria* C-P₁, *Angarodendron* C₁, *Calamites* C-P, *Annularia* C-P, *Sphenophyllum* C-P, *Phyllothea* C-P, *Pecopteris* C-P, *Sphenopteris* C-P, *Paragondwanidium* C-P₁, *Aleopteris* C, *Angaropteridium* C-P₁, *Cordaites* C-P.

Пермь. В пермском периоде органический мир приобрел своеобразные черты, хотя в самом начале периода он был во многом сходен с каменноугольным.

Изменения в органическом мире связаны с климатическими перестройками на рубеже карбона и перми. Особенно это сильно проявилось на суше. В тропическом поясе происходит аридизация, что приводит к вымиранию лепидофитов, каламитов и к сокращению количества других влаголюбивых растений. В умеренных областях на этой границе изменения не были столь катастрофичными. В Ангарской области климат становится более суровым с сезонными колебаниями, что приводит к некоторому обеднению растительности и появлению кроющих чешуй у кордаитов.

С середины пермского периода характер наземной флоры меняется, причем особенно сильно в области распространения вестфальского типа. В результате флора поздней перми становится более однообразной; в то же время она утрачивает типичный палеозойский облик и приобретает совершенно новые черты, характерные для мезозойской эры, в составе которой преобладают голосеменные растения. Но это происходило не везде одновременно. В пределах европейского континента смена растительных ассоциаций произошла на рубеже перми и триаса, а на Гондване еще позднее – на рубеже раннего и среднего триаса.

В пермских морях продолжали существовать те же группы беспозвоночных, что и в карбоне. Среди них господствовали фораминиферы (особенно швагеринины из отряда *Fusulinida*), замковые брахиоподы из отрядов спириферид и продуктид, головоногие моллюски. Появились моллюски с

цератитовой перегородочной линией. Многочисленны конодонты, двустворки, гастроподы и остракоды.

Существенный прогресс наблюдается в развитии позвоночных, среди которых появляются новые формы рыб и земноводных. Последние, как и в карбоне, представлены древним отрядом панцирноголовых (стегоцефалов), достигшим в это время своего расцвета.

В начале перми по-прежнему обильны рыбы, в том числе пресноводные. К концу перми вымирают древние лучеперые, сокращается количество акуловых, кистеперых, двоякодышащих.

Большое развитие получил класс пресмыкающихся, представленный своеобразными древними группами звероподобных рептилий и так называемых котилозавров. Звероподобные рептилии – подвижные часто хищные животные с высокими конечностями и дифференцированным зубным аппаратом (например, *Inostrancevia*). По всей своей организации они напоминают млекопитающих, предками которых, и являлись.

Котилозавры были, наоборот, малоподвижными, неуклюжими, травоядными животными с массивным черепом (например, *Pareiasaurus*).

Котилозавры, зверообразные рептилии, а также некоторые стегоцефалы продолжают существовать по крайней мере в раннем триасе.

В конце пермского периода имело место крупнейшее вымирание палеозойских организмов. Вымирают фузулиниды, четырехлучевые кораллы, табуляты, почти все палеозойские брахиоподы, гониатиды и наутилоидеи с прямой раковиной. Вымерли трилобиты, древнейшие морские ежи и древние лилии, многие мшанки, палеозойские рыбы (акантоды, древние лучеперые, кистеперые) и палеозойские тетраподы, а также целый ряд споровых растений.

Вымирание многих групп организмов было связано с палеогеографической перестройкой в течение карбона и перми: мощными горообразовательными процессами, регрессиями морей, уменьшением площадей шельфа, понижением солености Мирового океана (за счет колоссального соленакопления в конце ранней перми). Все это привело к крупнейшим климатическим изменениям.

Руководящие формы перми:

Фузулиниды: *Schwagerina* P₁.

Головоногие: *Paragastrioceras* P, *Medlicottia* P₁.

Брахиоподы: *Licharewia* P₂, *Strophalosia* P, *Aulosteges* P.

Рептилии: *Inostrancevia* P₂, *Pareiasaurus* P₂.

Мезозойская эра

Триас. К началу триаса большинство палеозойских морских беспозвоночных вымерли, но в составе триасовых фаун присутствуют некоторые архаические элементы, доживающие с палеозоя - гониатиты, тетракораллы, брахиоподы (спирифериды), ортоцератиды. Все эти группы вымирают в течение триаса.

К новым мезозойским группам, появившимся в триасе, относятся шестилучевые кораллы, новые правильные морские ежи, гастроподы и белемниты. Широкое распространение получают цератиты, которые к концу триаса вымирают, и двустворчатые моллюски. Первые приходят на смену гониатитам, вторые – занимают экологическую нишу, освободившуюся после вымирания характерных для палеозоя брахиопод.

Триас – последний период существования конодонтов. Они в триасе гораздо более многочисленны и разнообразны, чем в перми, и имеют большое стратиграфическое значение.

Стратиграфическое значение имеют брахиоподы (теребратулиды и ринхонеллиды), но иного внешнего вида, чем в палеозое. В триасе доживают мшанки палеозойского облика. На рубеже перми и триаса вымерли фузулиниды, но на смену им пришли другие фораминиферы – нодозарииды.

К рифостроителям триаса относятся губки, строматопораты и зеленые (сифоновые) водоросли.

На суше органический мир, особенно в начале триаса, был довольно беден и однообразен. Продолжали развиваться каламиты и целый ряд споровых палеозойских растений.

Обновление и увеличение разнообразия растительности начинается со второй половины триаса. Развиваются новые группы голосеменных растений (хвойные, гинкговые, чекановские, цикадовые, беннеттитовые), появляются новые мезозойские папоротники, которые стали пользоваться большим распространением, и птеридоспермы. Изменился состав хвойных. Вместо древних представителей появились новые группы – сосновые, араукариевые, кипарисовые.

В первой половине триаса фитогеографическая зональность сглаживается. Со среднего триаса возникают новые флористические области, близкие к юрским (Экваториальная, Сибирско-Канадская и Гондванская) с нерезкими климатическими границами.

Среди позвоночных тоже происходят значительные изменения: в течение триаса вымирают стегоцефалы и звероподобные рептилии. Главной группой в триасе (и вообще в мезозое) становятся рептилии. Они заселили сушу и мелководные пресные бассейны. К триасовым их представителям относятся и морские хищники (плезиозавры и ихтиозавры). Сухопутными группами являются архозавры - текодонты, от которых во второй половине триаса произошли разнообразные динозавры, летающие ящеры (птерозавры) и крокодилы. К триасу относится и появление первых млекопитающих. К другим изменениям следует отнести появление костистых рыб (средний триас) и новых (бесхвостых) амфибий.

Руководящие формы триаса:

Головоногие: *Ceratites* T₂, *Meecoceras* T.

Двустворки: *Monothis* T₃.

Юра. В юрском периоде архаичные формы палеозойского облика прекратили свое существование и органический мир принял типичный для мезозоя вид.

В растительном мире господствовали различные группы голосеменных: в умеренной зоне - хвойные, гинкговые, в экваториальной зоне – беннеттитовые и цикадовые, чекановские. Вместе с ними распространены папоротники и хвощи. В целом флора юры довольно однообразна и границы климатических зон нечетки.

Важнейшей группой среди беспозвоночных в юре были головоногие моллюски: аммониты (с аммонитовой перегородочной линией) и белемниты, исключительно многочисленные и разнообразные. Аммониты достигали крупных размеров. Время их расцвета падает на конец триаса и охватывает весь юрский период. Юрские аммониты, благодаря быстрым эволюционным изменениям и частой встречаемости, являются главной группой для расчленения юрской системы на отдельные зоны.

Большого разнообразия достигают двустворки, в том числе новые (грифеи, иноцерамы, рудисты), губки, морские лилии, появляются неправильные морские ежи. Более разнообразны стали двустворки и фораминиферы (глобигериниды и др.), продолжали развиваться гастроподы. Среди брахиопод преобладали представители семейств ринхонеллид и теребратулид.

В теплых морях широкое развитие получают шестилучевые кораллы (склерактинии) – строители рифов. Рифостроителями были также губки, кораллы хететиды, мшанки, зеленые и красные водоросли.

На суше широкое распространение имеют различные насекомые.

Широко развит класс пресмыкающихся. Он представлен огромным количеством разнообразных плавающих, прыгающих, бегающих и летающих форм. На суше достигли гигантских размеров диплодоки, стегозавры, трицератопсы и др., среди летающих – бесхвостые птеродактили и рамфоринхи с хвостами, плавающие рептилии представлены ихтиозаврами, плезиозаврами и мезозаврами.

В юре обособился новый класс птиц. В поздней юре известен ящерохвостый археоптерикс.

Широко распространены рыбы, прогрессировали костистые.

Остатки млекопитающих очень редки и принадлежат, как и в триасе, древним вымершим группам животных, близким к современным сумчатым. Класс земноводных после вымирания в триасе стегоцефалов утрачивает свое значение. В юре он представлен немногочисленными животными близкими к современным лягушкам.

Руководящие формы юры:

Аммониты: *Perisphinctes* J₃, *Virgatites* J₂₋₃, *Cardioceras* J₂, *Craspedites* J_{3-K₁}, *Kosmoceras* J₃.

Белемниты: *Pachyteuthis* J_{2-K₁}.

Двустворки: *Aucella* J_{3-K₁}, *Inoceramus* J_{3-K₁}, *Gryphaea* J.

Рептилии: *Diplodocus* J₃, *Rhamphorhynchus* J.
Ящерохвостые птицы: *Archaeopterix* J₃.

Мел. Мел завершает мезозой, поэтому его органический мир несет все черты, характерные для переходного этапа.

Наиболее значительные изменения претерпевает растительный мир суши. Однако растительность первой половины мела близка к юрской. С конца раннего мела (с альба) появляются первые покрытосеменные цветковые растения. С позднего мела покрытосеменные составляют уже ведущий элемент наземной флоры. К концу мела вымирают беннеттиты и лептострбовые, резко уменьшается количество гинкговых и цикадовых. Климатическая зональность в мелу выражена слабо, однако выделяется несколько флористических областей, отличающихся по характеру растительности.

В морских бассейнах мела важнейшими группами являются головоногие, двустворчатые и брюхоногие моллюски, морские ежи, брахиоподы, губки, мшанки, шестилучевые кораллы, фораминиферы.

Среди морских беспозвоночных животных одно из первых мест продолжают занимать головоногие моллюски. Во второй половине периода роль аммонитов (наружнораковинных) уменьшается, но белемниты (внутреннераковинные) играют большую роль.

На границе юры и мела происходит новое значительное обновление аммонитов. Наряду с плоскостриальной раковиной появляются ранее неизвестные формы с аномальными раковинами, прямыми, улиткообразными. Возникают гигантские формы – до 2 м в поперечнике.

В мелу широко распространены двустворки и гастроподы. Среди двустворок много устриц – *Ostrea*. Представляют интерес кораллоподобные двустворки – *Hippurites*. Среди гастропод большую роль играли *Conus*, *Fusus* и др. Процветают фораминиферы – планктонные глобигериниды, во второй половине мела появляются и получают очень широкое распространение нуммулитиды.

Среди морских водорослей очень характерны микроскопические золотистые (кокколитофорида) и диатомовые. Водоросли (нанопланктон) и мелкие фораминиферы (глобигериниды) в позднем мелу участвовали в образовании белого писчего мела.

Появляется много насекомых, которые эволюционировали в тесной связи с растениями.

В мире позвоночных в мелу продолжается господство пресмыкающихся (рептилий). Рептилии, как в юре, господствуют на суше, в море и в воздухе. Среди летающих рептилий часты птеродактили и рамфоринхусы, среди водных – плезиозавры и ихтиозавры. Среди наземных рептилий (динозавры) выделяются представители на двух ногах и с мощным хвостом – игуанодоны, на четырех ногах и с длинным хвостом – травоядные – диплодоки и др., хищники тираннозавры. Во второй половине мела появляются новые (рогатые) динозавры – трицератопсы. Все они доживут до

конца мела (маастрихта). Для мелового периода характерно появление змей, которые, как и крокодилы, большое развитие получили в кайнозое.

Значительный прогресс произошел в развитии птиц, среди которых появились высоко организованные и специализированные формы. Еще известны зубастые птицы, но появились и новые птицы, близкие к современным.

Среди рыб преобладающее значение приобретают костные рыбы.

Млекопитающие, появившиеся еще в начале мезозоя, все еще были мелкими и встречались довольно редко, но за меловой период они прошли сложный эволюционный путь, дав начало многим высокоорганизованным формам. В мелу известны остатки не только сумчатых, но и плацентарных, в частности, насекомоядных млекопитающих. Появились первые эвтерии (настоящие звери).

Конец мела является временем крупнейших изменений в органическом мире Земли. В море исчезают полностью аммониты, белемниты, иноцерамы, рудисты, многие планктонные фораминиферы.

Произошли крупные вымирания и на суше. Как уже говорилось выше, вымерли многие голосеменные мезозойские растения. Полностью вымерли динозавры, птерозавры, морские рептилии, зубастые птицы. Строго говоря, вымирание не было одновременным, массовым и катастрофическим, оно происходило в течение позднего мела постепенно. Однако есть данные, что конец мела все-таки был временем крупной экологической катастрофы, связанной либо с земными причинами, либо с падением крупного космического тела. Подтверждает последнее обнаружение в пограничных отложениях мела - палеогена слоев с повышенным содержанием иридия, элемента мало известного на Земле. Такие иридиевые аномалии вскрыты несколькими глубоководными скважинами в океанах, известны также на суше (Китай).

Руководящие формы мела:

Аммониты: *Crioceratites* K₁, *Schloenbachia* K₂, *Scaphites* K₁₋₂, *Craspedites* J₃-K₁.

Наутилиды: *Cymatoceras* (K).

Белемниты: *Belemnitella* K₂, *Pachyteuthis* J₂-K₁.

Морские ежи: *Micraster* K₂, *Conulus* K₂, *Echinocorys* K₂- P₁

Двустворки: *Hippurites* K₂, *Radiolites* K₂, *Inoceramus* J₃-K₁, *Exogyra* K.

Губки: *Jerea* K, *Ventriculites* K₂.

Папоротники: *Coniopteris* MZ, *Cladophlebis* MZ.

Гинкгопсиды: *Ginkgo* K-Q, *Czeranowskia* T₃-K.

Цикадопсиды: *Pterophyllum* T₂-K, *Nillsonia* MZ.

Рептилии: *Iguanodon* K₁, *Triceratops* K₂, *Ankylosaurus* K₂, *Mososaurus* K₂, *Pteranodon* K.

Зубастые птицы: *Hesperornis* K₂, *Ichthyornis* K₂.

Кайнозойская эра

Палеоген. Кайнозой – новый этап в развитии органического мира. На рубеже мезозоя и кайнозоя многие характерные для мезозоя морские и наземные животные вымерли, а сохранившиеся утратили свое значение. К этому времени полностью прекращают свое существование аммониты, белемниты, рудисты, некоторые двустворки (иноцерамы), а также ихтиозавры, плезиозавры, динозавры и ряд групп мезозойских пресмыкающихся. Их место занимают бурно развивающиеся млекопитающие.

На смену мезозойским пришли новые роды и семейства двустворчатых и брюхоногих моллюсков, а также костистых рыб. Резкий толчок в развитии испытала покрытосеменная растительность. Большое развитие получили фораминиферы.

Нуммулиты были столь многочисленны в Тетической области, что скопления их раковин образовывали толщи мощностью десятки метров. Поэтому первоначально даже предлагалось называть палеоген **нуммулитовой системой**. Нуммулитовые известняки использовались при возведении пирамид фараонов в Египте.

В эоцене широко распространены одноклеточные известковые водоросли – кокколитофориды, относимые к отделу золотистых водорослей.

В высоких широтах большую роль играли радиолярии и диатомовые водоросли.

Среди беспозвоночных разнообразны губки. Их спикулы образовывали массовые скопления, давшие начало своеобразным породам – спонголитам. Многочисленны шестилучевые кораллы (склерактинии), которые были представлены мелководными и редкими глубоководными формами. Рифовые массивы, развитые в настоящее время в тропических морях, начали возникать в конце эоцена.

Широко распространены мшанки, морские ежи, остракоды. Но наибольшее распространение получили двустворки (пектинида и др.) и брюхоногие моллюски (*Turritella*, *Cerithium* и др.), обитавшие в разнообразных бассейнах (морских, солоноватоводных, пресноводных). Некоторые гастроподы приспособились к жизни на приморских низменностях.

В водных бассейнах обитали многочисленные рыбы, преимущественно костистые и хрящевые (акулы, скаты). Появились древние представители китов, сирены, дельфины – млекопитающие, освоившие морскую среду.

Земноводные были немногочисленны - это лягушки, жабы, гигантские саламандры. Рептилии представлены черепахами, ящерицами, змеями и крокодилами.

Среди позвоночных млекопитающие и птицы заняли господствующее положение. Млекопитающими представлены сначала сумчатыми и насекомоядными, затем - отрядами высших млекопитающих (грызуны, китообразные, хищники, копытные, хоботные, приматы). Одним из наиболее крупных палеогеновых (олигоценых) млекопитающих был безрогий носорог – индрикотерий – высотой до 5 м. Наиболее многочисленны

архаичные непарнокопытные, затем по численности идут парнокопытные, примитивные грызуны, хищники, насекомоядные и зайцеобразные.

В олигоцене существовали примитивные свиньи, верблюды, олени. В начале палеогена появились лемуры – наиболее примитивная группа среди приматов, называемая полуобезьянами. Только в конце эоцена возникли настоящие обезьяны – антропоиды. В это же время появились крупные хоботные и сумчатые.

Среди наземной флоры продолжалось развитие покрытосеменных. В тропических и субтропических лесах растут пальмы, магнолии. Гигантские секвойи, кипарисовые и др. Наряду с ними в более умеренном климате росли тополь, береза, дуб, каштан и др.

Неоген. Неогеновые растения и животные по систематическому составу близки к палеогеновым и современным, но географическое распределение их было несколько другим.

В неогене определились фитогеографические провинции, близкие современным (за исключением тундровой зоны). Например, в плиоцене Европы теплолюбивая растительность (пальмы, папоротники, дубы и др.) существовала лишь на крайнем юге. На остальной части Европы и юге России существовала флора теплого умеренного пояса, а на ее севере росли хвойные леса.

Моря неогена характеризовались богатством одноклеточных водорослей – диатомовых и золотистых (кокколитофориты).

Среди морских беспозвоночных широко распространены двустворки и гастроподы, среди которых много современных родов (*Cardium*, *Venus* и др.). Обильны морские ежи, мшанки и др.

Вымерли нуммулиты и др. фораминиферы, жившие в палеогене, обильны стали планктонные фораминиферы.

Сильно меняется состав организмов суши. В неогене возникли многие современные семейства и роды млекопитающих, но также существовали таксоны, свойственные только неогену. Широкое распространение получили семейства хищных (саблезубый тигр – *Machairodus*), копытных (гиппарионы – *Hipparion*), хоботных (мастодонты – *Mastodon*). Появились медведи, гиены, куницы, собаки, свиньи, быки, овцы, жирафы, человекообразные обезьяны, в плиоцене – слоны, гиппопотамы, гиппарионы и настоящие лошади.

Приматы в неогене обитали не только в лесах, но и стали осваивать открытые пространства. В верхнем миоцене Европы обнаружены остатки обезьян – дриопитеков, напоминающих современных шимпанзе.

Древнейшим представителем гоминид считается рамапитек, остатки которого обнаружены в отложениях верхнего миоцена Индии и Кении. Много ископаемых остатков гоминид описаны из отложений верхнего плиоцена Восточной и Южной Африки. Все они принадлежат разновидностям австралопитека и по строению ближе к скелету людей, чем любая из современных человекообразных обезьян.

Четвертичный период (антропоген). Органический мир четвертичного периода близок современному. Изменения, которые происходили в составе и расселении животных и растений, были связаны с изменениями природной среды, вызванными чередующимися похолоданиями и потеплениями. Во время оледенений холоднолюбивые формы мигрировали в сторону экватора, поэтому во внеледниковой зоне наряду с представителями южной фауны и флоры распространены формы, жившие в приполярной тундрово-таежной полосе. Во время межледниковий миграция происходила в обратном направлении.

Характерной особенностью развития флоры в течение плейстоцена было неоднократное ее изменение и приспособление к похолоданиям в умеренных и субтропических широтах, сопровождавшееся обеднением видового и родового состава, исчезновением вечнозеленых и широколиственных форм и расширением ареалов травянистых сообществ.

В животном мире заметные изменения происходили в составе млекопитающих, особенно хоботных и копытных, населявших Северное полушарие.

В самом начале четвертичного периода на юге Восточной Европы обитало много теплолюбивых форм, среди которых были мастодонты, южные слоны, гиппарион, саблезубый тигр, носороги и др. На юге Западной Европы в это же время, кроме перечисленных, жили гиппопотамы и страусы. Однако в течение раннего плейстоцена состав животного мира стал сильно меняться. Особенно значительные изменения произошли в эпоху максимального днепровского оледенения, когда теплолюбивые животные стали перемещаться далеко к югу. В этом же направлении смещались границы распространения растительных ассоциаций. В днепровскую ледниковую эпоху на равнинах Восточной Европы южнее границы ледника наряду с оленями, волками, лисицами, бурыми медведями впервые появились шерстистый носорог, мамонт, белые куропатки, лемминги. Все они были обитателями холодных областей. Из-за резкого и сильного похолодания стали вымирать ранее жившие на этой территории теплолюбивые организмы, в том числе гигантские носороги, пещерные львы, гиены и др. В Крыму появилась белая куропатка, песец, северный олень, полярный жаворонок. Мамонты и шерстистые носороги заселили не только всю Западную и Восточную Сибирь, но проникли в Северную Америку.

Изоляция способствовала сохранению прежней фауны в Австралии, Южной Америке, Центральной и Южной Африке. Однако и там периодически наступавшие похолодания приводили к существенному обеднению фауны.

В начале голоцена вымерли мамонты (последние жили 3700 лет назад), шерстистые носороги, большерогие олени, мастодонты.

Важное событие четвертичного периода – быстрое развитие человека.

Предковой формой ископаемых людей были **австралопитеки**, принадлежащие семейству гоминид. Они встречены только на африканском континенте и появились в Восточной Африке 5 млн. лет назад. Все известные

находки австралопитеков сосредоточены в пределах Великих Африканских грабенов – крупной рифтовой системы, состоящей из цепи впадин, осложненных поднятиями, и занятых озерами. В течение плиоцена здесь господствовал теплый и влажный климат.

Природные условия благоприятствовали пышному развитию органического мира. Австралопитеки постепенно освоили прямое хождение и стали всеядными. Однако они еще не являлись людьми.

В процессе эволюции австралопитеков появились формы, давшие впоследствии начало виду, получившему название *Homo habilis* – **человек умелый**. Находки, оцениваемые в 2.6 млн. лет, свидетельствуют, что представители этого вида начали использовать примитивно обработанные гальки в качестве орудий.

Следующим звеном в развитии гоминид являются **архантропы**, которые многими исследователями считаются предками современных людей. Впервые они появились также в Восточной Африке, но уже около 1.4-1.2 млн. лет назад оттуда мигрировали на другие континенты. Время их существования носит название раннего палеолита.

Наиболее известные представители архантропов – **питекантропы**. Время их существования носит название раннего палеолита. Остатки их встречены в Африке, Китае, Венгрии, Германии. Находки в Восточной Африке – самые древние. Здесь возле остатков питекантропов обнаружены каменные орудия в виде ручных рубил. Питекантропы развивались до 350-400 тыс. лет назад.

В ряде районов (Франция, Азербайджан) обнаружены остатки ископаемого человека, обладавшего переходными признаками от архантропов к палеоантропам. Эти люди использовали ручные рубила и широко применяли огонь. По степени обработки каменных изделий археологи выделяют **ашельскую культуру**.

К палеоантропам относят также **неандертальцев**, которые появились около 350 тыс. лет назад и существовали до 35 тыс. лет назад. Они обитали на значительно большей территории, чем архантропы. Эта культура носит название **мустьерской**.

Ее представители обитали в примитивных жилищах, построенных из дерева и костей на открытых пространствах. Погребения сохранили следы ритуальных действий. Время существования палеоантропов называют средним палеолитом.

Неоантропы (*Homo sapiens*) – люди современного типа – сменили палеоантропов около 35-40 тыс. лет назад во время позднего палеолита. Неоантропы жили в южных и средних широтах Евразии, но иногда появлялись в северных районах. Они проникли в Америку, Австралию и на многочисленные острова Тихого, Атлантического и Индийского океанов.

У неантропов появились костяные изделия, предметы изобразительного искусства, в частности наскальные рисунки, статуэтки, гравировка по кости, примитивные музыкальные инструменты, украшения, предметы культа. Люди, жившие в суровых климатических условиях стали

использовать меховую одежду. Представителями древних неантропов являются *кроманьонцы*.

В различных климатических зонах произошло разделение сообществ людей по видам добычи продуктов питания. Люди, занимавшиеся в основном охотой, объединились в специализированные племена. Они строили жилища из деревьев и костей, прикрывали их ветвями и звериными шкурами. Уклад жизни, бытовые и хозяйственные элементы у охотничьих племен были иными, чем у тех, кто занимался собирательством плодов и растений.

Около 13-15 тыс. лет назад *палеолит сменился мезолитом*. В это время началось энергичное отступление материковых льдов. Люди стали осваивать приполярные районы. Появились лук и стрелы, появились домашние животные, возникли первые скотоводческие и земледельческие племена.

Граница мезолита и неолита (как и палеолита и мезолита) колеблется в широких пределах. Переход от мезолита к неолиту (новому каменному веку) произошел в интервале 6-13 тыс. лет. В это время люди научились обжигать глину и появились предметы из керамики. Кочевой образ жизни племен сменяется оседлым. Развиваются земледельческие и скотоводческие хозяйства. Около 5 тыс. лет назад появились первые бронзовые изделия, 3-2.5 тыс. лет назад началась *эпоха железа*.

Для стратиграфических целей важное значение имеют следы различных культур каменного века. Совместно с остатками животных и растений, а также палеогеографическими реконструкциями, они дают возможность разработать более детальные корреляционные схемы.

Руководящие формы кайнозоя:

Фораминиферы: *Nummulites* P.

Гастроподы: *Cerithium* K₂-Q, *Trochus* N-Q, *Helix* -P₃-Q, *Rapana*-P₂-Q.

Двустворки: *Mastra* P-Q, *Mya* P₂-Q.

Позвоночные: *Indricotherium* P₃, *Mammuthus* Q₂.

Литература

1. Бодылевский В.М. Малый атлас руководящих ископаемых. Л.: Недра, 1984. 262 с.
2. Бондаренко О.Б Михайлова И.А.. Краткий определитель ископаемых. М.: Недра, 1984. 535 с.
3. Гречишников И.А., Левицкий Е.С. Практические занятия по исторической геологии. М.: Недра, 1979. 166 с.
4. Короновский Н.В., Хаин В.Е., Ясаманов Н.В. Историческая геология. М.: Academia, 2006. 464 с.
5. Методические указания к лабораторным работам по исторической геологии. Сост. Л.В.Глухова, Р.А.Цыкин. Красноярск: ГАЦМиЗ, 1995.
6. Михайлова И.А. Бондаренко О.Б. Палеонтология. М.: Недра, 1998. 535 с.

7. Парфенова М.Д. Историческая геология с основами палеонтологии. Учебное пособие. Томск: ТПУ, 1998. 550 с.
8. Подобина В.М., Родыгин С.А. Историческая геология. Учебное пособие. Томск: НТЛ, 2000. 264 с.

Учебно-методические материалы

4. Атлас ископаемых беспозвоночных и растений. Раздаточный материал к лабораторным занятиям по курсу «Историческая геология с основами палеонтологии». Сост. О.В.Сосновская. 14 с.
5. Позвоночные. Раздаточный материал к лекционному курсу «Историческая геология с основами палеонтологии». Сост. О.В.Сосновская. 44 с.